

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE GEOGRAFÍA E HISTORIA

DEPARTAMENTO DE ANÁLISIS GEOGRÁFICO REGIONAL Y

GEOGRAFÍA FÍSICA



TESIS DOCTORAL

La Sierra de Ávila.

**Geomorfología del área de contacto del Sistema Central con la Cuenca
del Duero entre los ríos Adaja y Tormes**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Miguel Herrero Matías

DIRIGIDA POR

Julio Muñoz Jiménez

Madrid, 2002

ISBN: 978-84-8466-066-8

© Miguel Herrero Matías, 1992

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE GEOGRAFIA E HISTORIA
Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física

LA SIERRA DE AVILA

GEOMORFOLOGÍA DEL ÁREA DE CONTACTO DEL SISTEMA CENTRAL
CON LA CUENCA DEL DUERO ENTRE LOS RIOS ADAJA Y TORMES

Tesis Doctoral que presenta para la obtención
del Grado de Doctor DON MIGUEL HERRERO MATIAS ,
bajo la dirección del DR. DON JULIO MUÑOZ JIMENEZ

Madrid 1992

I N D I C E

	Pág.
I INTRODUCCION.....	6
1 OBJETO DEL TRABAJO Y CRITERIOS DE SELECCION DE LA ZONA DE ESTUDIO.....	6
2 LOCALIZACION Y SIGNIFICADO DENTRO DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL.....	8
3 ESTUDIO REALIZADO.....	16
3.1 Metodología.....	16
3.1.1 Consulta bibliográfica.....	16
3.1.2 Formación de una cartografía geomorfológica....	17
3.1.3 Análisis morfoestructural.....	23
3.1.4 Catalogación de las formas del relieve.....	25
3.1.5 Búsqueda de un modelo evolutivo y definición geomorfológica del territorio estudiado.....	26
II ESTUDIO TOPOGRAFICO Y TOPOMETRICO.....	28
1 BASE TOPOGRAFICA.....	28
1.1 Hipsometría.....	28
1.2 Hidrografía.....	31
2 MODELO DIGITAL DEL TERRENO.....	36
2.1 Modelo perspectivo.....	39
2.2 Perfiles topográficos.....	40
2.3 Mapa de pendientes.....	41
3 DESCRIPCION TOPOGRAFICA.....	42
III ORGANIZACION MORFOESTRUCTURAL.....	49
1 FUNDAMENTOS GEOLOGICOS.....	49
1.1 Introducción	49
1.2 El Bloque Cristalino de Avila.....	63
1.2.1 Rocas plutónicas.....	65
1.2.1.1 Unidades litológicas	
1.2.2 Rocas metamórficas.....	74
1.2.2.1 Afloramientos	
1.2.3 Rocas filonianas.....	84
1.2.3.1 Conjuntos de diques	

1.3 Cuenca Terciaria del Duero.....	95
1.3.1 Paleoceno.....	95
1.3.2 Mioceno Inferior - Oligoceno?.....	97
1.3.3 Mioceno Superior.....	98
1.4 Cuenca sedimentaria interior del Valle de Amblés..	104
1.4.1 Paleoceno.....	104
1.4.2 Mioceno Inferior - Oligoceno?.....	105
1.4.3 Mioceno Medio - Superior.....	106
2 FUNDAMENTOS TECTONICOS.....	109
2.1 Introducción.....	109
2.2 Descripción morfotectónica: Las fracturas.....	113
2.2.1 Sistema de dirección NE.....	125
2.2.2 Sistema de dirección ENE.....	141
2.2.3 Sistema de dirección NNE.....	145
2.2.4 Sistema de dirección ONO.....	150
2.2.5 Sistema de dirección E-O.....	159
2.2.6 Sistema de dirección NNO y NO.....	168
2.2.7 Sistema de dirección N-S.....	171
2.3 Interpretación geodinámica.....	174
2.3.1 La tectónica Hercínica.....	174
2.3.2 La tectónica Tardihercínica.....	177
2.3.2.1 La fracturación Tardihercínica.....	181
2.3.2.2 Evolución geodinámica.....	185
2.3.3 La tectónica Alpina.....	202
2.3.3.1 La fracturación Alpina en el área de estd.	211
2.3.3.2 Evolución morfotectónica.....	213
3 UNIDADES MORFOESTRUCTURALES.....	240
3.1 La Fosa Tectónica del Valle de Amblés.....	240
3.2 El Bloque de Martiherrero	248
3.3 La Depresión de Sanchorreja	256
3.4 El Bloque Basculado de Sanchicorto	258
3.5 El Horst de la Sierra de Avila	261
3.6 La Rampa de Altamios	270
3.7 El Bloque Basculado de la Rampa de Mirueña.....	274
3.8 Los Montes Isla (Relieves de Solana)	278
3.9 La Depresión de Muñico	285
3.10 El Sector de Borde de la Cuenca Terc.del Duero...	289

IV MORFOLOGIA Y SISTEMAS MORFOGENETICOS.....	295
1 FORMAS ESTRUCTURALES MAYORES LIGADAS A LA DISPOSICION TECTONICA.....	295
1.1 Formas estructurales asociadas con fallas.....	295
1.1.1 Escarpe original de falla	
1.1.2 Escarpe de línea de falla	
1.1.3 Depresiones tectónicas (en línea de falla)	
1.1.4 Escalones tectónicos sobre falla	
1.1.5 Zonas de trituración	
1.2 Formas estructurales asociadas con fracturas.....	297
de trascendencia geomorfológica mayor.	
1.2.1 Pasillos de arenización en línea de fractura	
1.2.2 Escalones tectónicos en línea de fractura	
1.2.3 Valles de fractura	
1.3 Formas estructurales asociadas con fracturas de trascendencia geomorfológica menor.....	299
1.3.1 Líneas de entalladura	
1.3.2 Escalones estructurales sobre línea de fractura	
1.3.3 Zonas deprimidas(navas)favorecidas por fracturas	
1.4 Formas estructurales asociadas con diques y afloramientos graníticos masivos.....	301
1.5 Elementos de carácter exclusivamente tectónico....	301
2 FORMAS ASOCIADAS AL CONTEXTO ESTRUCTURAL.....	302
2.1 Morfología granítica.....	302
2.1.1 Caos de bolas.....	302
2.1.2 Barras rocosas.....	303
2.1.3 Serretas sobre diques de pórfido.....	304
2.1.3.1 Serretas acastilladas	
2.1.3.2 Serretas por apilamiento de bloques	
2.1.3.3 Serretas de morfología mixta	
2.1.3.4 Barras rocosas por apilamiento de bloq.angul.	
2.1.4 Serretas sobre diques básicos.....	312
2.1.5 Serretas sobre diques de cuarzo.....	313
2.1.6 Formas domáticas mayores.....	315
2.1.6.1 Lanchares y llambrias	
2.1.6.2 Morfologías en cúpula	
2.1.6.3 Morfologías en bóveda de amplio radio	
2.1.7 Formas domáticas menores.....	325
2.1.7.1 Cabezas rocosas	
2.1.7.2 Casquetes esféricos	
2.1.7.3 Morfoesculturas en disposición geométrica "periclinal"	
2.1.7.4 Morfoesculturas en bóveda de cañón	
2.1.8 Tors	339
2.1.8.1 Tors de estructura ortogonal	
2.1.8.2 Tors en berrocal	
2.1.8.3 Tors acastillados	

2.1.8.4	Tors de bolos	
2.1.8.5	Tors bajo el nivel de las rampas	
2.1.9	Formas simples.....	356
2.1.9.1	Piedras pedestal y piedras caballeras	
2.1.9.2	Bloques partidos	
2.1.9.3	Dorsos de ballena y demás formas de percepción	
2.1.9.4	Torres y dedos	
2.1.10	Microformas graníticas	362
2.1.10.1	Pilancones y rosquillas	
2.1.10.2	Surcos, acanaladuras y superficies rugosas	
2.1.10.3	Nerviaciones y pseudoestratificaciones	
2.1.10.4	Taffonis y formas alveolares	
2.2	Morfología sobre las rocas metamórficas.....	370
2.2.1	Crestones rocosos.....	370
2.2.2	Afloramientos masivos indiferenciados.....	371
3	FORMAS Y FORMACIONES FLUVIALES.....	373
3.1	Formas	373
3.1.1	Formas relacionadas con la dinámica de los rios principales.....	373
3.1.2	Formas derivadas de la red secundaria.....	376
3.2	Formaciones	380
3.2.1	Formas fluviales de acumulación.....	380
3.2.1.1	En la Cuenca del Duero	
3.2.1.2	En el Valle de Amblés	
4	FORMAS Y FORMACIONES CORRESPONDIENTES AL DOMINIO TROPICAL HUMEDO.....	384
4.1	Formaciones superficiales.....	384
4.2	Formas.....	386
5	FORMAS CORRESPONDIENTES AL DOMINIO TROPICAL CON ESTACION SECA.....	390
5.1	Montes isla ("Inselberge").....	390
6	DOMINIO SEMIARIDO.....	392
6.1	Formaciones.....	392
7	DOMINIO PERIGLACIAR.....	395
7.1	Formas de origen crionival.....	395
7.2	Formas de origen gelifluidal.....	401
7.3	Acciones mixtas.....	404
7.4	Formas periglaciares subordinadas.....	409

7.5 Morfología de los interfluvios.....	410
8 DOMINIO TEMPLADO SECO (MEDITERRANEO).....	414
8.1 Modelado de los interfluvios.....	414
8.2 Modelado ligado a la arroyada concentrada.....	416
9 FORMAS DE ORIGEN ANTROPICO.....	421
9.1 Graveras sobre rocas sedimentarias.....	421
9.2 Canteras sobre rocas graníticas.....	422
V CONCLUSIONES.....	425
1 SINTESIS DEL MODELO EVOLUTIVO.....	425
1.1 Primera etapa evolutiva.....	426
1.2 Segunda etapa evolutiva.....	432
1.3 Tercera etapa evolutiva.....	439
2 DEFINICION GEOMORFOLOGICA DEL BLOQUE CRISTALINO DE AVILA	444
2.1 El Sector al NO de la Falla de Plasencia.....	447
2.2 El Sector al SE de la Falla de Plasencia.....	453
2.3 El Sector de Borde de la Cuenca del Duero.....	457
2.4 Interpretación morfodinámica.....	459
VI BIBLIOGRAFIA.....	467
VII ANEXO CARTOGRAFICO.....	481
1 Mapas de situación.....(pags. 9, 11, 15, 50) ...	
2 Ortoimagen espacial a escalas 1:50.000; y 1:100.000. anx	
3 Mapa Hipsométrico editado a escala 1:100.000.....	30
4 Mapa Hidrográfico editado a escala 1:100.000.....	35
5 Modelo perspectivo del terreno.....	39
6 Perfiles topográficos.....	40
7 Mapa de Pendientes editado a escala 1:100.000.....	41
8 Mapa Geológico editado a escala 1:100.000.....	62
9 Mapa de Fracturas editado a escala 1:100.000.....	115
10 Mapa Morfotectónico editado a escala 1:50.000..... anx	
11 Cortes Morfoestructurales (intercalados en el texto) ...	
12 Modelo Digital del Terreno (bloque perspectivo E-O). 224	
13 Esquema perspectivo de la disposición de bloques.... 234	
14 Bloque diagrama geomorfológico..... 239	
15 Mapa geomorfológico editado a escala 1:50.000..... anx	
16 Bloques perspectivos del modelo evolutivo..... 443	
17 Ilustraciones, dibujos y fotografías(interc.en texto)...	

I INTRODUCCION

1 OBJETO DEL TRABAJO Y CRITERIOS DE SELECCION DE LA ZONA DE ESTUDIO.

El objeto de este trabajo es el estudio geomorfológico de un territorio de dimensión media desarrollado mediante la aplicación de una metodología de carácter inductivo y cartográfico, capaz de permitir el análisis y la integración de los elementos morfoestructurales y morfodinámicos. En este sentido, la investigación se ha orientado hacia la consecución de los siguientes objetivos básicos:

- a) Formación de una cartografía geomorfológica de detalle.
- b) Definición de las unidades morfoestructurales que integran el territorio.
- c) Catalogación de las formas del relieve que constituyen el paisaje actual.
- d) Elaboración de un modelo evolutivo mediante la integración temporal de elementos morfoestructurales y morfodinámicos.

El estudio que presentamos se enmarca dentro del interés que para la ciencia geomorfológica presentan las zonas de contacto del zócalo cristalino con las cuencas sedimentarias. Desde esta perspectiva, el territorio objeto de estudio ha sido elegido en función de las siguientes consideraciones:

- a) Que constituye una zona de contacto "zócalo-cuenca sedimentaria" en el ámbito del Sistema Central Español. En efecto

el sector elegido se extiende entre el curso del río Adaja y la cuenca del Tormes, formando el contacto del Sistema Central con la Cuenca Sedimentaria del Duero; y presenta, a nuestro entender, un espacio interesante para un estudio integrado de los elementos geomorfológicos de ambas unidades y de sus relaciones.

b) Que, desde el punto de vista estrictamente geomorfológico, no ha sido objeto de estudio. En este sentido, se ha abordado el estudio a partir de los trabajos fisiográficos del siglo XIX y de la investigación geológica y estructural realizada para el conjunto del Sistema Central en las últimas décadas. No hemos encontrado estudios geomorfológicos "sensu stricto" de este sector de contacto; los trabajos de este carácter se circunscriben a sectores centrales de las Sierras de Gredos y Béjar y al sector próximo de la Sierra del Guadarrama.

c) Que existen relaciones fluidas con el espacio desde la doble perspectiva de lo geográfico y lo anímico. La investigación geomorfológica sobre las áreas de zócalo precisa de metodologías apoyadas en minuciosas observaciones de campo, que requieren mucho tiempo, fácil accesibilidad al territorio y el conocimiento exhaustivo del mismo. En este sentido podemos decir que la elección del espacio estudiado cumple óptimamente estas condiciones dado que, por una parte, las características topográficas del mismo no presentan grandes dificultades de accesibilidad y, por otra, se encuentra en el entorno próximo a Avila; ciudad ésta, a la que el autor se siente vinculado anímica y existencialmente. Por ello en este trabajo, junto con las posibles consideraciones de carácter científico o técnico que puedan extraerse, hay que destacar el hecho de que ha sido

realizado con la satisfacción de encontrarse uno siempre entre sus cosas, sintiendo una identificación plena con el medio, con el paisaje, y con cada uno de los elementos que constituyen este territorio tan singular y a la vez tal hermoso.

2 LOCALIZACION Y SIGNIFICADO DENTRO DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL.

El territorio estudiado comprende una superficie de 1472 Km² que corresponden al espacio formado por 30' 40,7" de paralelo entre los 40° 40' 30,0" y los 50° 11' 10,7" de Longitud Oeste de Greenwich, y por 18' 24,8" de meridiano entre los 40° 31' 40,0" y 40° 50' 04,8" de Latitud Norte.

Cartográficamente se localiza en las hojas del Mapa Topográfico Nacional números 505 (Mirueña de los Infanzones), 506 (Cardeñosa), 530 (Vadillo de la Sierra) y 531 (Avila de los Caballeros).

Desde el punto de vista geográfico se ubica en la Región Central española, inmediatamente al Oeste de la ciudad de Avila, formando parte de la vertiente Norte del Sistema Central, correspondiente a la Cuenca Hidrográfica del Duero (Fig.1). Dentro de este sistema montañoso, forma parte del sector central del mismo, localizándose al Norte del Macizo de Gredos, entre la alineación formada por las sierras de La Serrota-Parameras de Avila y la Cuenca Sedimentaria del Duero, constituyendo así la zona de contacto del propio Sistema Central con la Cuenca

duriense (en dirección Este-Oeste), en el tramo comprendido entre el meridiano de Avila y el del Puerto de Villatoro.

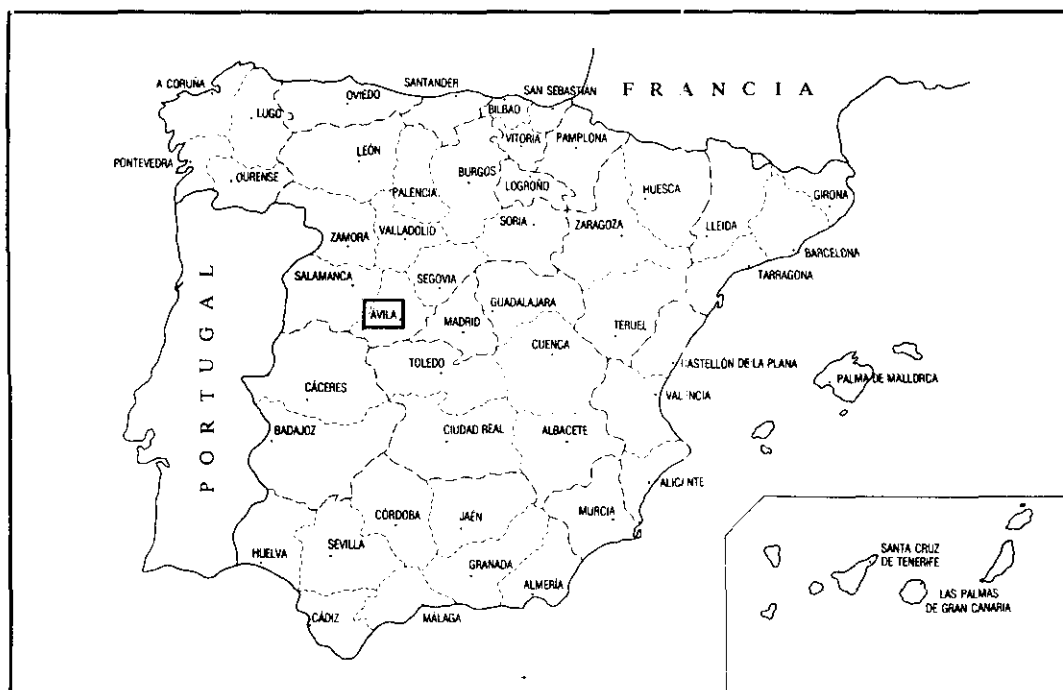


Fig. 1 Localización del territorio estudiado.

Desde el punto de vista orográfico el relieve principal lo constituye La Sierra de Avila, con 1710 m. de altitud en el Cerro de Gorría; en este sentido el territorio estudiado puede identificarse como el sector del Sistema Central situado al Norte de Las Parameras de Avila, teniendo a la Sierra de Avila como el elemento principal de referencia (Fig.2). En efecto, La Sierra de Avila es el nombre propio con el que mejor se identifica este territorio, aunque es necesario precisar que éste excede al ámbito superficial de la Sierra; en rigor debemos definirlo como el sector del Sistema Central correspondiente a la Sierra de Avila y a las Cuencas Sedimentarias adyacentes (Valle de Amblés, al Sur, y borde meridional de la Cuenca del Duero, al Norte).

Así espacialmente definido, los límites que enmarcan la zona de estudio son los siguientes: Por el Sur, la alineación orográfica Sierra de La Paramera-La Serrota; por el Norte, la Cuenca Sedimentaria del Duero en una lineación trazada entre Pozanco y Mancera de Arriba; por el Este, la Cuerda de Los Polvisos y el río Adaja (donde se sitúa la ciudad de Avila); y por el Oeste, el Puerto de Villatoro (que da paso al Valle del Corneja) y la Sierra de Villanueva, correspondiente ya a la Cuenca del Tormes.

- La Sierra de Avila, desde el punto de vista orográfico y en el conjunto del Sistema Central, es un modesto relieve marginal del Macizo de Gredos situado en una dirección NE y desconectado de la alineación de dirección E-O mas importante formada por Las Parameras de Avila-La Serrota, precisamente por la interposición

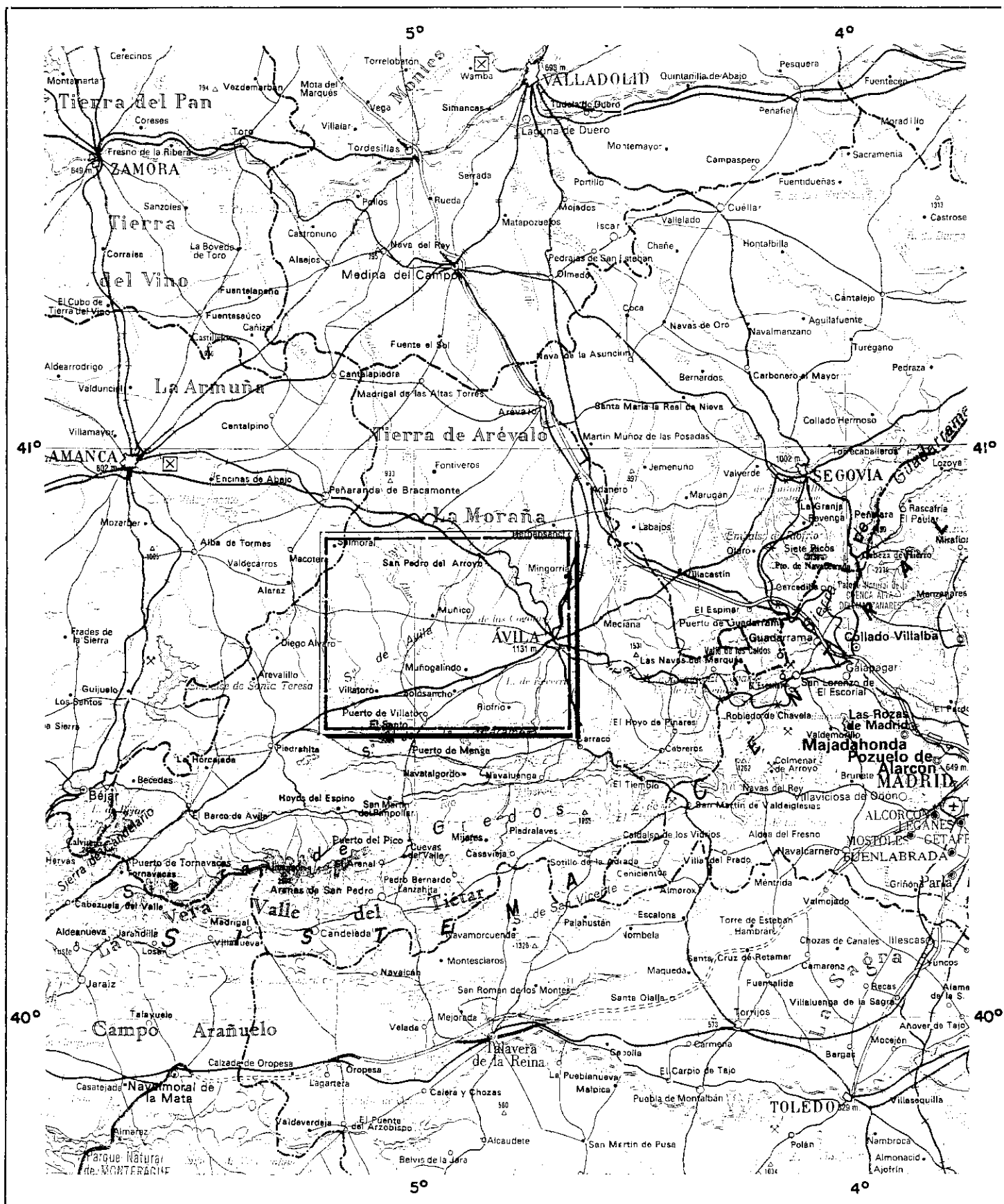


Fig. 2 Localización dentro del Sistema Central.
Escala 1:1000.000

del Valle de Amblés entre ambas unidades montañosas. En el extremo occidental de éste, el contacto orográfico de la Sierra de Avila con La Serrota tiene lugar a través del Puerto de Villatoro situado a 1390 metros de altitud, que constituye a su vez el umbral entre los Valles de Amblés y del Corneja, situados en una alineación ENE-OSO.

Según se ha dicho, la Sierra de Avila tiene su mayor altitud en el Cerro de Gorría (1710 m.), situado en el extremo NE de la misma, donde tiene lugar el cruce de esta alineación principal, que forma la Sierra y que tiene sus relieves mas importantes (además de Gorría) en el alto de Las Fuentes (Cabeza Mesá, 1679 metros) y el altiplano de Villanueva con 1637 m., con otra de menor entidad y dirección E-O que procede del sector de Avila, con 1576 metros en el Risco del Viso y 1570 m. en el alto de Valdecasa. Esta segunda alineación entre Cerro de Gorría y Avila se encuentra drásticamente interrumpida por el Valle de Sanchorreja, que la corta en dirección NE a 1300 m. de altitud, quedando desconectados orográficamente la Sierra de Avila y los relieves montañosos de Canto Cachado-Cerro Bajero que, con 1554 metros, constituyen el techo de esta alineación que desciende progresivamente por Casasola, Duruelo y La Colilla hasta Avila, a 1130 metros, trazando el perfil topográfico del borde Norte del Valle de Amblés.

- El Amblés es un valle intramontañoso que se sitúa, a lo largo de 42 Km. y en una dirección ENE-OSO, entre La Sierra de Avila y los relieves de la alineación Avila-Canto Cachado,(ambos

conjuntos situados al Norte del mismo) y las Sierras de Las Parameras de Avila y La Serrota, que quedan al Sur. Es un valle de fondo plano con una anchura entre 2,5 y 10,0 Km. y una pendiente media del 0,3% en sentido ENE entre Villatoro a 1180 m. de altitud, y el cauce del río Adaja en Avila, a 1065 m. El Valle de Amblés junto con las vertientes de los relieves circundantes -la Norte de La Serrota-Parameras, Sureste de la Sierra de Avila y la Sur de Avila-Canto Cachado- forma una cuenca hidrográfica cerrada que podemos denominar como " La Cuenca Alta del Adaja", siendo éste el eje fluvial que a través del Valle de Amblés organiza el drenaje y articula la dinámica de la misma antes de dirigirse decididamente hacia el Duero.

- El Sector de Borde de la Cuenca del Duero constituye la topografía de enlace entre las tierras llanas del centro de la misma y los perfiles mas elevados y abruptos del conjunto serrano. Se evidencian en él tres zonas topográficamente distintas: La mas occidental enrasa directamente con la base de los cerros de Solana de Rioalmar sobre la cota de los 1100 metros y forma una pendiente suave y continua en dirección NE hasta el interior de la Cuenca a los 900 m. de altitud y a lo largo de mas de 10,0 Km.; la zona central corresponde a un sector deprimido drenado por el río Arevalillo y el arroyo Villaflor, siendo éste el sector sobre el que mas netamente se destaca el perfil serrano con un salto topográfico entre 100 y 150 metros, tiene una topografía plana en la que se localizan zonas semiendorreicas de difícil drenaje; la zona oriental forma una topografía en

pendiente desde la base de los escarpes de Peñalba de Avila a 1040 metros formando el interfluvio alomado entre el río Adaja y el arroyo de Berlanas, enlazando con la topografía plana del centro de la Cuenca a 920 metros en las proximidades de Gotarrendura (Fig. 3.).

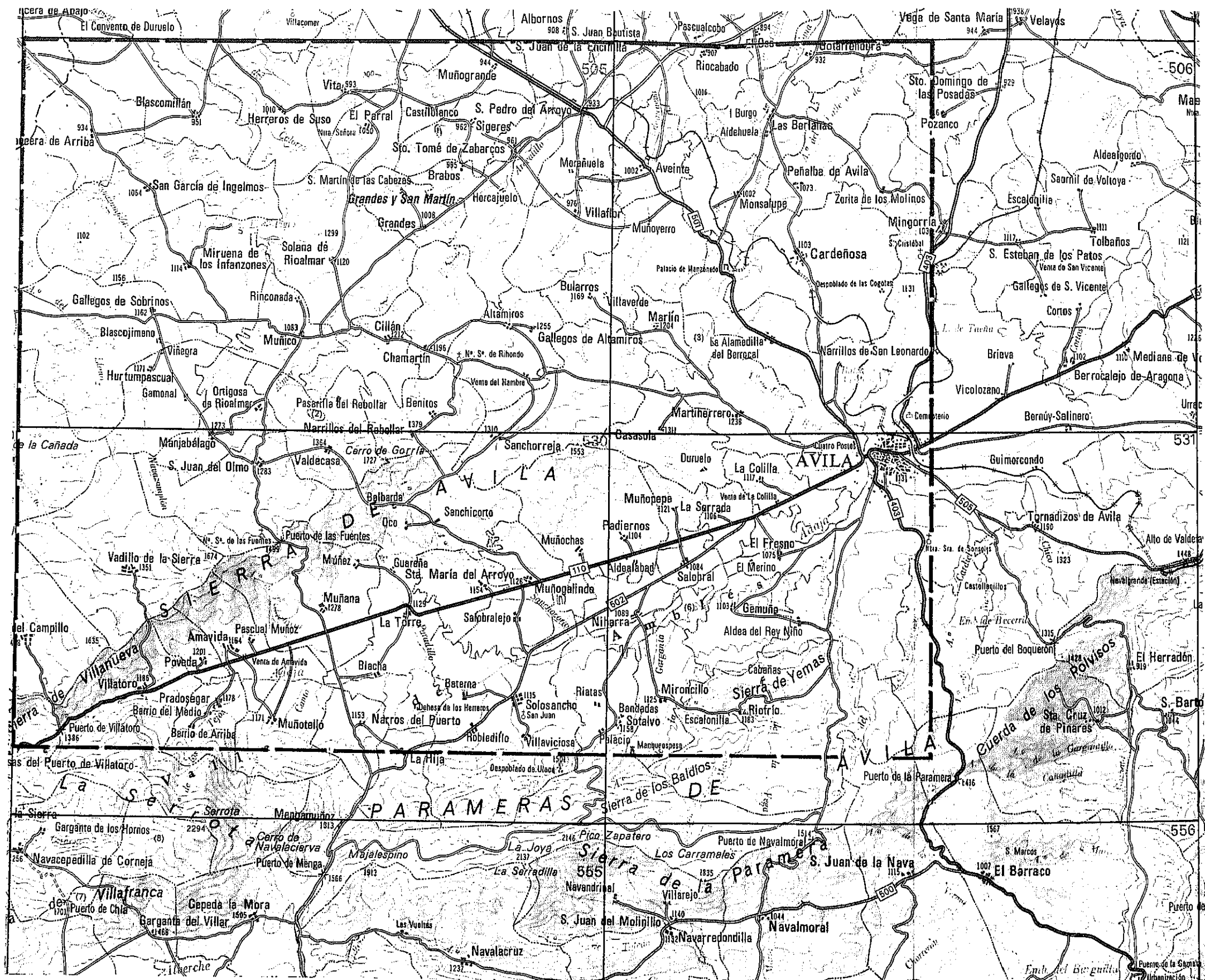


Fig. 3 Ambito del territorio estudiado a escala 1:200.000.

3 ESTUDIO REALIZADO

3.1 Metodología

El estudio que presentamos se inscribe dentro de unos términos estrictamente geomorfológicos, para lo cual ha sido necesario desarrollar un método de investigación tendente al reconocimiento pormenorizado de los elementos constitutivos del paisaje geomorfológico actual y a su espacialización, para desde esa base plantear una interpretación evolutiva geomorfoestructural dentro del marco regional y la catalogación y localización de las formas del relieve desde una interpretación morfogénética de su modelado en el marco de diferentes dominios morfoclimáticos.

La metodología y las técnicas de trabajo empleadas en este estudio pueden resumirse en los siguientes puntos:

- Consulta bibliográfica
- Formación de una cartografía geomorfológica
- Análisis morfoestructural
- Catalogación de las formas del relieve
- Integración y síntesis evolutiva

3.1.1 Consulta bibliográfica.

La selección bibliográfica se ha realizado en función del objetivo estrictamente geomorfológico de nuestro estudio, en la búsqueda de un estado general de los conocimientos y del apoyo científico necesario en temas concretos sobre el área analizada.

El conjunto de información utilizada se vertebra en tres áreas de investigación: Estudios generales sobre el ámbito del Macizo Hespérico; estudios y cartografía geológica sobre el Sistema Central; y estudios morfoestructurales y morfoclimáticos relacionados con el Sistema Central y en general sobre distintas zonas de zócalo.

En el apéndice bibliográfico se presenta la relación completa de autores y obras consultadas, haciéndose referencias y citas concretas dentro del propio texto.

3.1.2 Formación de una cartografía geomorfológica.

El capítulo cartográfico ha sido tratado con especial atención, puesto que el mapa se ha planteado como instrumento principal para la interpretación de los fundamentos geomorfoestructurales y la definición e interpretación de los elementos morfológicos.

La cartografía temática de base se ha formado a escala 1:50.000 y comprende los siguientes mapas:

- Mapa geotectónico (editado a escala 1:100.000)
- Mapa de síntesis geológica (editado a escala 1:100.000)
- Mapa morfoestructural (editado a escala 1:50.000)
- Mapa geomorfológico (editado a escala 1:50.000)

Todos estos mapas se han elaborado sobre la base topográfica a escala 1:50.000 del Instituto Geográfico Nacional y se han formado por fotointerpretación convencional y asistida, sobre

información por teledetección de ortoimágenes espaciales en modo multiespectral y de fotografías aéreas en modo pancromático, junto con el trabajo de campo correspondiente.

Las ortoimágenes espaciales han sido realizadas especialmente para este trabajo, mediante el tratamiento informático de información digital, según el siguiente proceso:

- Información digital utilizada:

Satélite Landsat 5

Sensor TM (Thematic Mapper) modo multiespectral

Escena 202-32-2 de fecha 18 de Agosto 1987

Bandas espectrales utilizadas:

3 (0,63 - 0,69 μ m) rojo

4 (0,66 - 0,90 μ m) infrarrojo cercano

7 (2,08 - 2,35 μ m) infrarrojo medio

Tamaño del pixel 30 metros

- Tratamiento digital:

La información digital ha sido tratada mediante corrección geométrica y radiométrica con el fin de obtener una ortoimagen en soporte analógico (cartográfico) en el sistema de representación cartográfica U.T.M. y a la misma escala de la base topográfica del Mapa Topográfico Nacional.

La corrección geométrica se ha realizado mediante la toma de puntos de control sobre el M.T.N. en proyección U.T.M. y su identificación en la imagen digital de forma interactiva. Se ha

generado así un fichero donde cada punto está identificado por sus coordenadas x e y, en el sistema U.T.M. , y por el número de pixel y línea en el mosaico digital. La conversión de la información digital a coordenadas U.T.M. para toda la imagen se ha realizado mediante ajuste polinómico de segundo grado por el método de mínimos cuadrados sobre 25 puntos de control, con un error de ajuste inferior al pixel.

La corrección radiométrica se ha realizado mediante el cálculo y ajuste de los histogramas de cada una de las bandas; con realce de bordes mediante la aplicación de un filtro laplaciano con matriz de núcleo 5 y un remuestreo del pixel a 25 metros mediante interpolación por el método de convolución cúbica.

El tratamiento ha sido realizado por el propio autor, utilizando el Sistema de Tratamiento de Imágenes Digitales del Area de Teledetección del Instituto Geográfico Nacional.

La nueva imagen creada sobre soporte digital ha sido escaneada mediante sistema láser, generándose un soporte analógico (internegativo color) a escala 1:625.000. Las ortoimágenes a escala 1:100.000 y 1:50.000 se han obtenido por ampliación fotográfica en color, sobre papel fotográfico con un control riguroso de escala.

La elección de bandas se ha realizado mediante el estudio de los histogramas de las 6 bandas (se ha excluido el infrarrojo

térmico) en la búsqueda de firmas espectrales que definieran óptimamente el roquedo y las líneas estructurales de debilidad, las zonas húmedas y alineaciones de los elementos geomorfológicos en general. La combinación de bandas 3, 4, 7 ha dado la respuesta óptima a los objetivos deseados, mediante la siguiente asignación en falso color: banda 7, color rojo; banda 4, color verde; banda 3, color violeta (azul).

La fotointerpretación sobre soportes en modo pancromático se ha realizado con el vuelo aerofotogramétrico a escala 1:30.000 de 1985 del I.G.N., y para ciertas zonas de modelado granítico se ha trabajado con el vuelo a escala 1:18.000. El barrido fotogeológico se ha realizado mediante visión estereoscópica de cada uno de los modelos, restituyendo directamente sobre la base topográfica.

El mapa morfoestructural ha sido realizado, a partir de la información cartográfica base, con arreglo a una leyenda y semiología gráfica propias, en función de los objetivos de nuestro estudio. Tanto el diseño como la edición cartográfica han sido realizados por el autor exclusivamente para este trabajo.

El mapa geomorfológico ha sido realizado aplicando (en su contenido fundamental) el Método de Cartografía Geomorfológica del Instituto de Geografía Aplicada de Estrasburgo desarrollado por J. TRICART, precisando en todas y cada una de las unidades cartografiadas los siguientes caracteres:

- Su localización espacial precisa georeferenciada
- Su contexto estructural y geológico
- La edad de la forma y de las generaciones sucesivas
- La naturaleza de su génesis, en su doble aspecto, estructural y morfogénético
- Las características morfológicas propias de las formas
- Las formaciones superficiales y su morfogénesis

La formación de este mapa, tanto la recogida y el tratamiento de los datos, como el diseño y edición de los originales cartográficos, ha sido realizada con metodología del propio autor (HERRERO, 1986,88) mediante la toma de datos por técnicas de fotointerpretación y la observación de campo. La fotointerpretación ha proporcionado la espacialización de líneas y recintos que hemos utilizado como una primera aproximación, siendo catalogadas posteriormente como unidades geomorfológicas por el conjunto de los elementos que las definen. El tipo de datos a registrar requiere que esta operación se realice en dos fases: Una, directamente en campo, tendente a definir por una parte cada unidad en su contexto a través de los elementos descriptivos y topográficos que se precisen, como la pendiente, la orientación etc.; y por otra, el estudio in situ de materiales, litología, estructura, etc. La segunda fase se realiza en gabinete y en el laboratorio, realizando los trabajos cartográficos y los análisis granulométricos y sedimentológicos, pertinentes. Toda esta información tiene como objeto fundamental la formación del mapa, por lo que debe girar en torno a la elaboración de los índices y parámetros que definen elementos constitutivos y definidores de

unidades cartografiables, en busca de una rigurosa aplicación del propio método cartográfico.

Los datos correspondientes a cada unidad se registran mediante una ficha que permite su definición y catalogación dentro de una estructura codificada (Fig.4), facilitando además

ESTRUCTURAL

TÍTULO	UNIDAD	CÓDIGO	ESCALA	FECHA
SIERRA DE AVILA	4.3	21AA 1/530F	1:50.000	Mayo 1991

FICHA N.º 12

DENOMINACIÓN	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
--------------	---	---	---	---	---	---	---	---	---	----	----	----

LOCALIZACIÓN	X				Y				Z			
-U.T.M.-	3	3	7	1	4	4	9	8	1	12	9	0

CONTEXTO ESTRUCTURAL	A	B	C	DISEÑO
REGIÓN ESTRUCTURAL	LITOLOGÍA	RESISTENCIA MECÁNICA	TECTÓNICA	
0		0	0	
1	Macizo Antiguo	1 No Coherentes	1 Tabular	<p>Color carmín sobrecarga.</p> <p>Color magenta 15 % trama</p> <p>Tors</p>
2	Cobertura de sedos	2 Muy Friables	2 Vertical	
3	Cordillera de Páramo	3 Poco Resistente	3 Normal	
4	Volcánica	4 Bastante Resist.	4 Invertida	
5	Facies intermedia	5 Masiva	5 Tfructual	
6			6 60°-80°	

FORMACIONES SUPERFICIALES	A	B	C	ESPESOR	EVENTUAL FORMACIÓN SUBYACENTE	DISEÑO
ORIGEN DEL MATERIAL Y PROC. DE PREPARAC.	TIPOS GRANULOMÉTRICOS	PROPORCIÓN DE LA MATRIZ	COMPOSICIÓN DE LA MATRIZ	TIPO DE CONSOLIDACIÓN	NATURALEZA DEL CEMENTO	
0	0	0	0	0	0	
1	Formac. Residual	1 Bloques	1 Heterométrica	1 Superficial débil	1 Cárstico	<p>Color azulado sobrecarga</p>
2	Arenización	2 Cantos	2 Arcillo-limosa	2 Superficial irregular	2 Ferruginosa	
3	Disgregación	3 Gravas	3 Arcillo-Arm-limosa	3 Puerte general en lotes	3 Buzística	
4	Esponedura	4 Arenas	4 Arcillosa	4 En profund. irregular, según	4 S. lico	
5	Fragment. débil	5 Limos	5 Limosa	5 En profund. regular	5 S. lico	
6	Fragment. mecánica	6 Arcillas	6 Gravas-arcas	6 Generalizada	6 S. lico	

OBSERVACIONES: Escalón Sur de la rampa cristalina. Alternancia de afloramientos masivos y superficies de alteración. Desnivel 90 metros. Pendiente general 12%. Orientación Sur en el borde del Ambliés. Oeste de Muñagalindo. Estudio detallado de los valles, identificando paleocauces y formas actuales. Dinámica de la vertiente, cuencas de recepción y conos actuales. Fondos de valle planos con depósitos de arenas. Formas de arroyado y Sistema morfogenético.

ESTRUCTURAL

AUTOR MIGUEL HERRERO

Fig. 4 Ficha de datos estructurales

el diseño completo de todos y cada uno de los elementos gráficos

que permiten la representación cartográfica de los distintos elementos geomorfológicos definidores de la misma. De este modo, con la realización de la ficha correspondiente para cada una de las clases, se dispone, por una parte, de la información estructural del mapa basada en los datos de unidades tipo, y por otra, de los elementos necesarios para el análisis morfoestructural y su interpretación geomorfológica.

3.1.3 Análisis morfoestructural.

El método de trabajo se ha apoyado, de un lado, en la elaboración de documentos cartográficos y en la estadística de las fracturas con su dirección y expresión geomorfológica y, de otro, en el análisis integrado de todos los elementos.

Al mapa de síntesis geológica se le han incorporado los recintos de los afloramientos masivos y la forma de expresión geomorfológica de los afloramientos de diques. Esta información debidamente georeferenciada, aporta importantes datos de tipo estructural y evolutivo a partir del modo y distribución de la ocurrencia de las formaciones geológicas.

En el mapa de fracturas se ha trazado la red de dislocaciones de forma ordenada, distinguiéndose los sistemas por colores en función de los umbrales establecidos para los diferentes intervalos, agrupando valores de ángulos medidos en azimutes. Asimismo se ha realizado una estadística por cada uno de los sistemas, discriminando las distintas magnitudes tectó-

nicas y morfológicas de todos y cada uno de los elementos.

Una información topométrica y estructural de singular importancia ha sido extraída a partir de un Modelo Digital del Terreno de la zona de estudio, realizado dentro de nuestra metodología. Este M.D.T. se ha calculado directamente sobre la altimetría del Mapa Topográfico Nacional, con lectura directa de puntos a partir de las curvas de nivel. Han sido calculados 6902 puntos, formando una malla de 500 metros, tomando como origen las coordenadas U.T.M. $x=315.500$, $y=4486.000$ (Huso 30). A partir de esta malla de puntos se ha generado un fichero con los valores x , y , z , de cada punto que constituye el M.D.T. original. A partir de este fichero se ha generado un nuevo modelo digital con interpolación de puntos cada 250 metros resultando una malla de 27.985 puntos para una superficie de 1650 Km². En la verificación del cálculo se han detectado errores en 132 puntos con un valor máximo de 3,17 metros. El tratamiento informático de todo el proceso y los productos cartográficos derivados, han sido realizados en el Servicio de Sistemas de Información Geográfica del Instituto Geográfico Nacional.

Los productos cartográficos derivados son los siguientes:

- Mapa de pendientes
- Modelos perspectivas del terreno
- Soporte geométrico para la realización de un bloque diagrama con carga temática fisiográfica.
- Soporte geométrico para la representación gráfica de la interpretación geotectónica y evolutiva de la zona de estudio.
- Estudio estadístico completo de la hipsometría

3.1.4 Catalogación de las formas del relieve.

La catalogación de las formas del relieve se ha realizado a través de un minucioso trabajo de campo, mediante el registro sistemático de los caracteres geomorfológicos necesarios para la definición de las mismas. La toma y el tratamiento de los datos se ha realizado con la metodología ya citada del propio autor, consistente para este capítulo en la elaboración de una ficha por cada unidad tipo (Fig.5) en la que quedan registrados

FORMAS																																																																																																																																																																			
TÍTULO		UNIDAD		CÓDIGO		ESCALA		FECHA																																																																																																																																																											
SIERRA DE AVILA		11.1		5 B163-0-22		1:50.000		Agosto 1991																																																																																																																																																											
FICHA N.º 52																																																																																																																																																																			
T	DENOMINACION	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12																																																																																																																																																						
1	LOCALIZACION	<div style="display: flex; justify-content: space-between;"> <div> X </div> <div> Y </div> <div> Z </div> </div>																																																																																																																																																																	
- U.T.M. -																																																																																																																																																																			
3	CONTEXTO MORFOGENÉTICO	<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <thead> <tr> <th colspan="6">A</th> <th colspan="6">B</th> </tr> <tr> <th colspan="6">SISTEMA MORFOGENÉTICO</th> <th colspan="6">EDAD</th> </tr> </thead> <tbody> <tr><td>1</td><td>Acciones maride y litorales</td><td>1</td><td></td><td>1</td><td></td><td>1</td><td>Holoceno</td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td></tr> <tr><td>2</td><td>Acciones fluviales</td><td>2</td><td></td><td>2</td><td></td><td>2</td><td>Würm</td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td></tr> <tr><td>3</td><td>Acciones glaciares</td><td>3</td><td></td><td>3</td><td></td><td>3</td><td>Int. Ries-Würm</td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td></tr> <tr><td>4</td><td>Dom. Periglacial húmedo</td><td>4</td><td></td><td>4</td><td></td><td>4</td><td>Ries</td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td></tr> <tr><td>5</td><td>Dom. Periglacial seco</td><td>5</td><td></td><td>5</td><td></td><td>5</td><td>Int. Mindel-Ries</td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td></tr> <tr><td>6</td><td>Dom. Temp. Húmedo</td><td>6</td><td></td><td>6</td><td></td><td>6</td><td>Mindel</td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td></tr> <tr><td>7</td><td>Dom. Temp. Seco</td><td>7</td><td></td><td>7</td><td></td><td>7</td><td>Int. Günz-Mindel</td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td></tr> <tr><td>8</td><td>Dom. Tropical y Subtr. Húmedo</td><td>8</td><td></td><td>8</td><td></td><td>8</td><td>Günz</td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td></tr> <tr><td>9</td><td>Dom. Tropical y Subtr. Seco</td><td>9</td><td></td><td>9</td><td></td><td>9</td><td>V. Miocénico superior</td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td></tr> </tbody> </table>												A						B						SISTEMA MORFOGENÉTICO						EDAD						1	Acciones maride y litorales	1		1		1	Holoceno							2	Acciones fluviales	2		2		2	Würm							3	Acciones glaciares	3		3		3	Int. Ries-Würm							4	Dom. Periglacial húmedo	4		4		4	Ries							5	Dom. Periglacial seco	5		5		5	Int. Mindel-Ries							6	Dom. Temp. Húmedo	6		6		6	Mindel							7	Dom. Temp. Seco	7		7		7	Int. Günz-Mindel							8	Dom. Tropical y Subtr. Húmedo	8		8		8	Günz							9	Dom. Tropical y Subtr. Seco	9		9		9	V. Miocénico superior						
A						B																																																																																																																																																													
SISTEMA MORFOGENÉTICO						EDAD																																																																																																																																																													
1	Acciones maride y litorales	1		1		1	Holoceno																																																																																																																																																												
2	Acciones fluviales	2		2		2	Würm																																																																																																																																																												
3	Acciones glaciares	3		3		3	Int. Ries-Würm																																																																																																																																																												
4	Dom. Periglacial húmedo	4		4		4	Ries																																																																																																																																																												
5	Dom. Periglacial seco	5		5		5	Int. Mindel-Ries																																																																																																																																																												
6	Dom. Temp. Húmedo	6		6		6	Mindel																																																																																																																																																												
7	Dom. Temp. Seco	7		7		7	Int. Günz-Mindel																																																																																																																																																												
8	Dom. Tropical y Subtr. Húmedo	8		8		8	Günz																																																																																																																																																												
9	Dom. Tropical y Subtr. Seco	9		9		9	V. Miocénico superior																																																																																																																																																												
5	FORMAS DEL TERRENO	<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <thead> <tr> <th colspan="4">TIPO DE FORMA</th> <th colspan="2">EVENTUALES - MICROFORMAS SUPERPUESTAS</th> <th>MOD. DE OCURR. DE LA FORMA</th> <th>GRADO ACTIVIDAD DE LA FORMA</th> <th>EVENTUAL SUP. DE LA FORMA ANT.</th> <th></th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td colspan="4">I - Vertientes</td> <td colspan="2"></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td rowspan="4"> </td> </tr> <tr><td colspan="4"></td><td colspan="2"></td><td></td><td></td><td></td></tr> <tr><td colspan="4"></td><td colspan="2"></td><td></td><td></td><td></td></tr> <tr><td colspan="4"></td><td colspan="2"></td><td></td><td></td><td></td></tr> <tr> <td rowspan="2">B</td> <td rowspan="2">Exógenas</td> <td colspan="4">Formas subordin.</td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>163 Acum. clastos</td> <td>22 Barro rocosa</td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td colspan="4"></td> <td>Dique de pórfido por intrusión en las granodioritas.</td> <td>Heredado</td> <td></td> <td></td> </tr> </tbody> </table>												TIPO DE FORMA				EVENTUALES - MICROFORMAS SUPERPUESTAS		MOD. DE OCURR. DE LA FORMA	GRADO ACTIVIDAD DE LA FORMA	EVENTUAL SUP. DE LA FORMA ANT.		I - Vertientes																																					B	Exógenas	Formas subordin.								163 Acum. clastos	22 Barro rocosa													Dique de pórfido por intrusión en las granodioritas.	Heredado																																																																													
TIPO DE FORMA				EVENTUALES - MICROFORMAS SUPERPUESTAS		MOD. DE OCURR. DE LA FORMA	GRADO ACTIVIDAD DE LA FORMA	EVENTUAL SUP. DE LA FORMA ANT.																																																																																																																																																											
I - Vertientes																																																																																																																																																																			
B	Exógenas	Formas subordin.																																																																																																																																																																	
		163 Acum. clastos	22 Barro rocosa																																																																																																																																																																
						Dique de pórfido por intrusión en las granodioritas.	Heredado																																																																																																																																																												
OBSERVACIONES: Existen diques de cuarzo que dan esta forma, en la zona granítica del bloque cristalino. Dirección Este-Oeste. La acumulación de clastos forma en las zonas altas verdadera pedrera, en la vertiente Norte de Cerro Gorriá.																																																																																																																																																																			
FORMAS										AUTOR MIGUEL HERRERO																																																																																																																																																									

Fig. 5 Ficha de datos para cada una de las unidades tipo.

todos los elementos de localización, morfogénéticos, temporales y morfológicos exigidos por el método. La consecución de todos y cada uno de éstos precisa de observaciones in situ y, en su caso, de los trabajos de gabinete y de laboratorio que sean necesarios.

Este trabajo, junto con el análisis cartográfico, ha permitido la interpretación de determinados conjuntos morfológicos y el planteamiento de algunos modelos evolutivos complejos para diversas morfologías graníticas.

La interpretación de las formas del relieve desde el punto de vista morfoclimático se ha apoyado, por una parte, en las observaciones de campo, tomando registros sistemáticos de los elementos morfológicos definidores de procesos y la síntesis de éstos en unidades homogéneas; por otra, en la interpretación morfológica de todos los cursos fluviales, la restitución de toda la red hidrográfica actual y las formas de arroyada concentrada; y por último, en el estudio de las formaciones superficiales mediante análisis granulométricos y sedimentológicos, junto con la observación del modo de ocurrencia de la forma.

3.1.5 Búsqueda de un modelo evolutivo y definición geomorfológica del territorio estudiado.

Este apartado se ha realizado a modo de conclusión final resultante de una interpretación integradora de todos los elementos geomorfológicos que han sido ya definidos, catalogados y debidamente espacializados. Esta integración se ha articulado

en función, por una parte, del factor temporal, correlacionando los elementos estructurales secuencialmente; de este tipo de análisis se ha derivado la interpretación de un modelo evolutivo. Por otra parte, se han correlacionado los factores morfoclimáticos con los elementos morfológicos definidos y catalogados, deduciéndose de este hecho una interpretación morfogenética secuencial del paisaje actual. Por último, y partiendo de estos nuevos elementos, es decir de la posibilidad de interpretar elementos estructurales distribuidos secuencialmente con los procesos modeladores distribuidos espacial y temporalmente, ha permitido la definición geomorfológica, conforme al método aplicado, de las distintas unidades (morfoestructurales y formas del paisaje actual), que constituyen, en su conjunto, el territorio estudiado, conocido geográficamente como La Sierra de Avila y que hemos definido como el Bloque Cristalino de Avila y las Cuencas Sedimentarias Adyacentes.

II ESTUDIO TOPOGRAFICO Y MORFOMETRICO

1 BASE TOPOGRAFICA

La base cartográfica utilizada en todos los mapas, así como los datos hidrográficos y topométricos extraídos, corresponden al Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000. No obstante y con el fin de formar los mapas sobre una única base cartográfica que incluyera todo el ámbito del territorio estudiado, ha sido necesario realizar un mosaico cartográfico a partir de las hojas correspondientes (505, 506, 530 y 531) y realizar la edición cartográfica de determinados mapas a escala 1:100.000, en un formato más asequible para facilitar el manejo de los mismos.

1.1 Hipsometría

Del análisis de los datos hipsométricos se deduce que el territorio estudiado tiene una altitud media de 1148,6 metros, muy elevada dentro del conjunto peninsular, máxime si tenemos en cuenta que el intervalo de máxima altitud es muy moderado tratándose de un sector serrano, (Fig. 6).

Interv.alt.	m.de clase(x)	Sup. Km2 (f)	$\bar{X} = \frac{\sum(fx)}{\sum f}$
> 1700	1700	0.8	
1600 - 1700	1650	4.6	
1500 - 1600	1550	28.9	
1400 - 1500	1450	81.5	
1300 - 1400	1350	123.5	
1200 - 1300	1250	258.8	
1100 - 1200	1150	407.1	
1000 - 1100	1050	225.2	
900 - 1000	950	329.3	
< 900	900	2.0	
1472.0			

HIPSOMETRIA

INTERVALOS ALTITUD

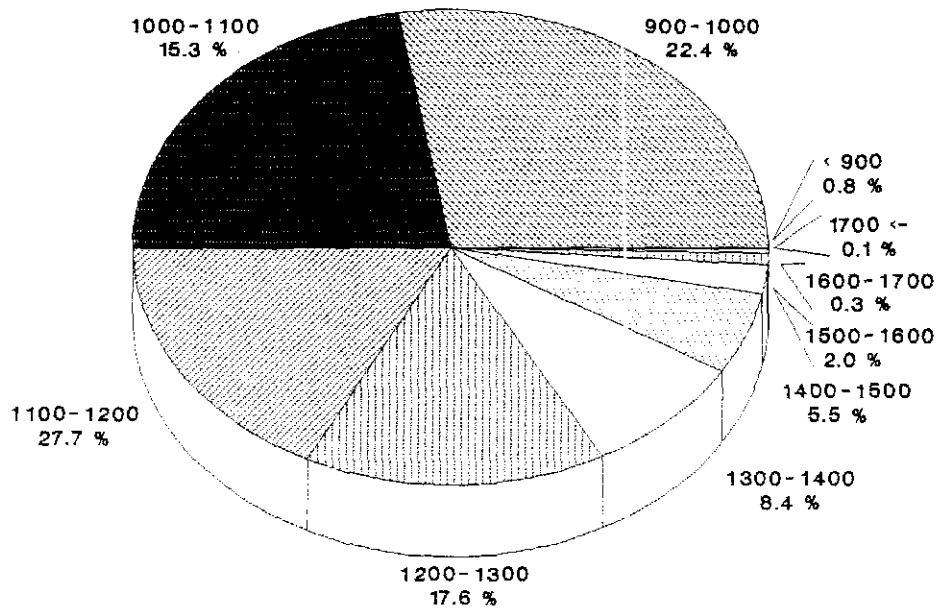
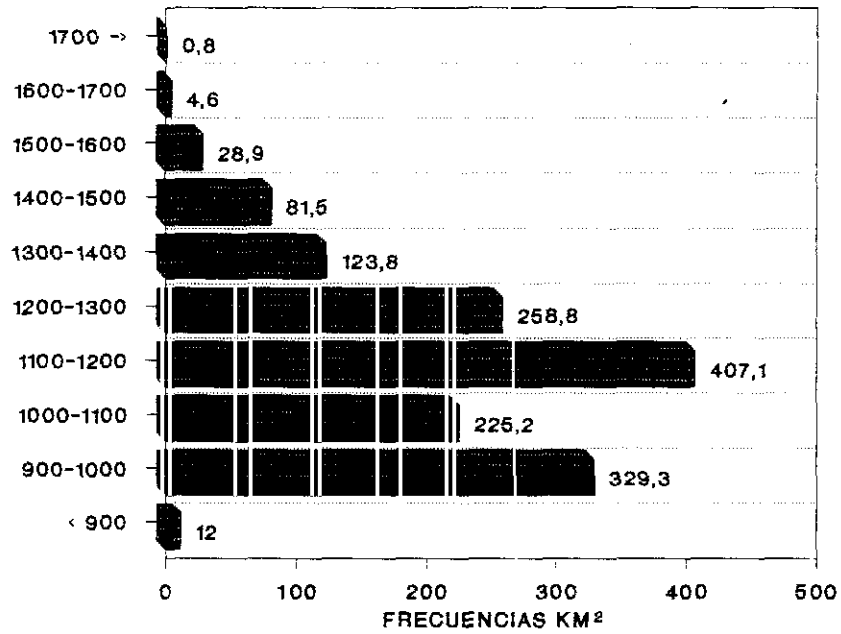
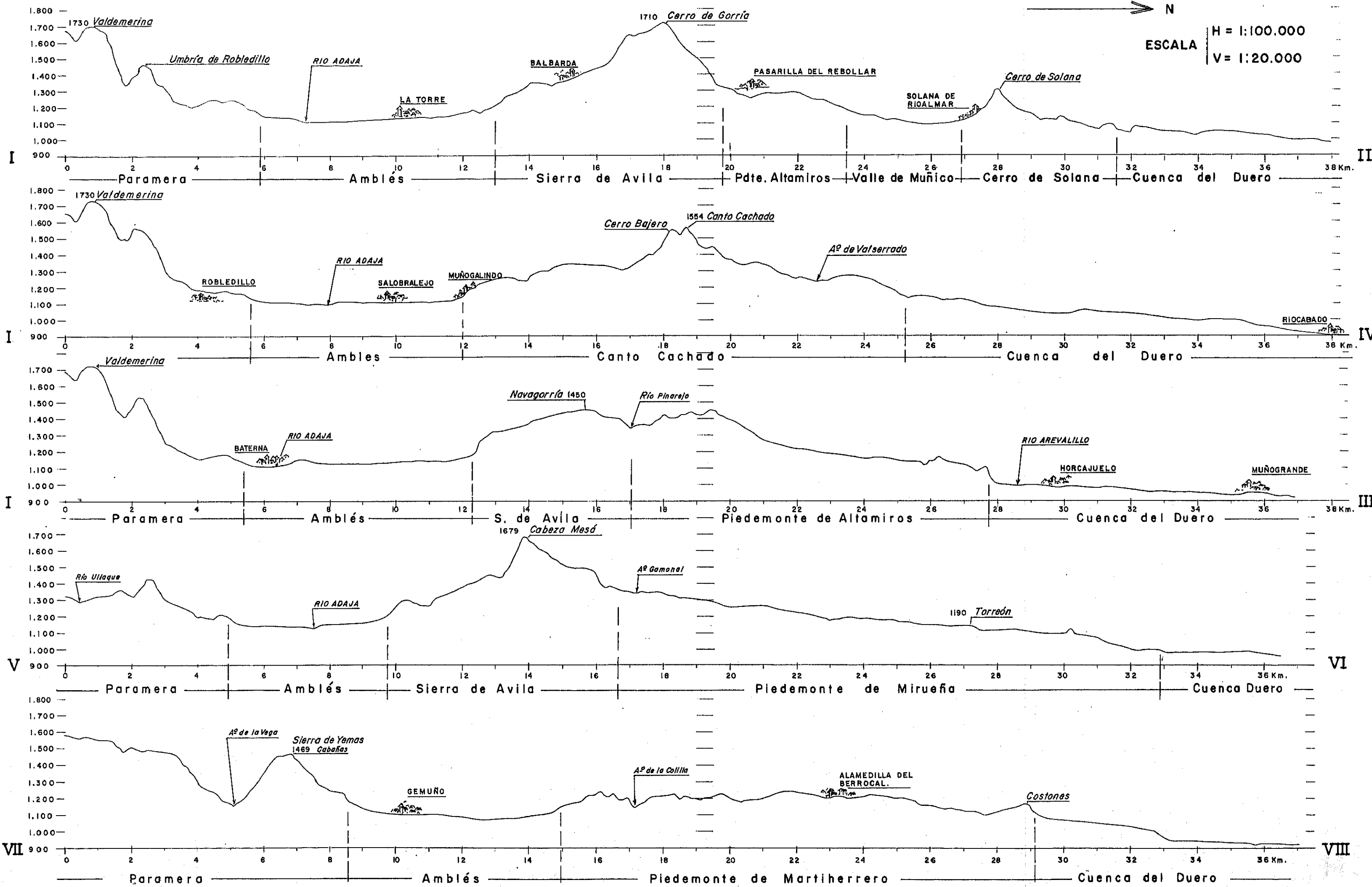


Fig. 6 Diagramas hipsométricos.

PERFILES LONGITUDINALES



La espacialización de las clases altitudinales refleja con toda claridad la existencia de un gran sector central más elevado, formado por La Sierra de Avila y sus áreas de piedemonte, junto con dos zonas mas deprimidas al Norte y al Sur del mismo, que corresponden respectivamente al Sector de Borde de la Cuenca del Duero y al Valle de Amblés. El sentido general de las pendientes en las diferentes unidades se corresponde con la estructura de las redes de drenaje: En el Valle de Amblés decrece en dirección ENE, adaptada a la dirección del río Adaja hasta Avila; en la Cuenca se detectan las zonas de topografía mas movida junto con superficies casi absolutamente planas, pero siempre conservando un gradiente progresivo de la pendiente hacia los bordes; y por último, es evidente una disimetría topográfica y altitudinal tanto en los piedemontes como en la propia Sierra de Avila, correspondiendo los más tendidos y de menor pendiente a los orientados hacia la Cuenca del Duero y de menor entidad y con mayor gradiente altitudinal para los que forman las vertientes circundantes del Valle de Amblés.

1.2 Hidrografía

Desde el punto de vista hidrográfico, el territorio estudiado pertenece a la Cuenca del Duero formando parte de la vertiente Norte del Sistema Central. La importancia y distribución de las cuencas hidrográficas que se desarrollan en este espacio, hay que considerarlas en función de la magnitud que sobre el territorio tienen los diferentes cursos fluviales, y de su conexión con el Duero (bien como afluentes del mismo o como

tributarios de la red secundaria).

El principal elemento fluvial es el río Adaja que consideramos como afluente del Duero, aun cuando en rigor tenga su nivel de base muy próximo a éste, en el Eresma. El Adaja es el eje hidrográfico fundamental y el principal articulador del drenaje de este territorio; por una parte, vertebra el drenaje del Valle de Amblés, constituyendo éste, desde el punto de vista hidrográfico, la "Cuenca Alta del Adaja"; esta cuenca está formada por el propio Amblés, por la vertiente Norte de La Serrota-Parameras, y por la vertiente Sur-Sureste de la Sierra de Avila, con una superficie total de 764 Km². Tanto la topografía de las vertientes montañosas como los regímenes de sus cursos fluviales, conforman diferencias importantes, produciéndose así una clara disimetría entre los elementos de una y otra vertiente. Por otra parte, el Adaja (fuera del Amblés) desarrolla su cuenca abierta al Duero al Norte de La Sierra de Avila, drenando el sector oriental de la vertiente Norte de ésta a través de sus tributarios el Arevalillo y el Berlanas.

Después del Adaja el elemento fluvial mas importante es el río Almar (afluente del Tormes), desarrollando su cuenca al Norte de la Sierra de Avila y articulando el drenaje del sector occidental de la vertiente Norte de la misma; el tributario mas importante de éste (por su izquierda) es el Zamprón que en rigor constituye el límite occidental de la zona de estudio, ya que éste podemos trazarle sobre el interfluvio situado al Oeste del mismo en su enlace con la vertiente de la Sierra de Villanueva

que drena directamente al Tormes.

Al Oeste del Puerto de Villatoro incluimos un pequeño espacio marginal que corresponde al sector de cabecera del río Corneja (afluente del Tormes). Este forma al Oeste de la zona de estudio una cuenca de características similares a la "Alta del Adaja", en alineación con el Valle de Amblés, drenando la vertiente NO de La Serrota, la Norte de la Sierra de Villafranca y la Sur de la de Villanueva.

Entre la cuenca del Adaja (al Norte de La Sierra de Avila) y la del río Almar, se sitúan los relieves de Solana de Rioalmar, drenando la vertiente Norte de los mismos directamente al Duero a través de sus afluentes el Trabancos y el Zapardiel; es por ello que queremos reseñar la importancia que este hecho tiene en la articulación hidrográfica de toda la vertiente Norte de La Sierra de Avila, aun cuando la inclusión de los sectores de sus cuencas respectivas (dentro del área de estudio) puedan no tener significativa importancia desde la consideración de su reducida magnitud superficial o por la trascendencia de sus drenajes (Figura 7).

Cuenca	superficie Km2.
Alta del Adaja.	516.0
Del Corneja	5.6
Del Almar	386.0
Del Arevalillo	352.0
Del Adaja (Cuenca).	152.0
Del Trabancos	27.2
Del Zapardiel	33.2
	1472.0

CUENCAS HIDROGRÁFICAS

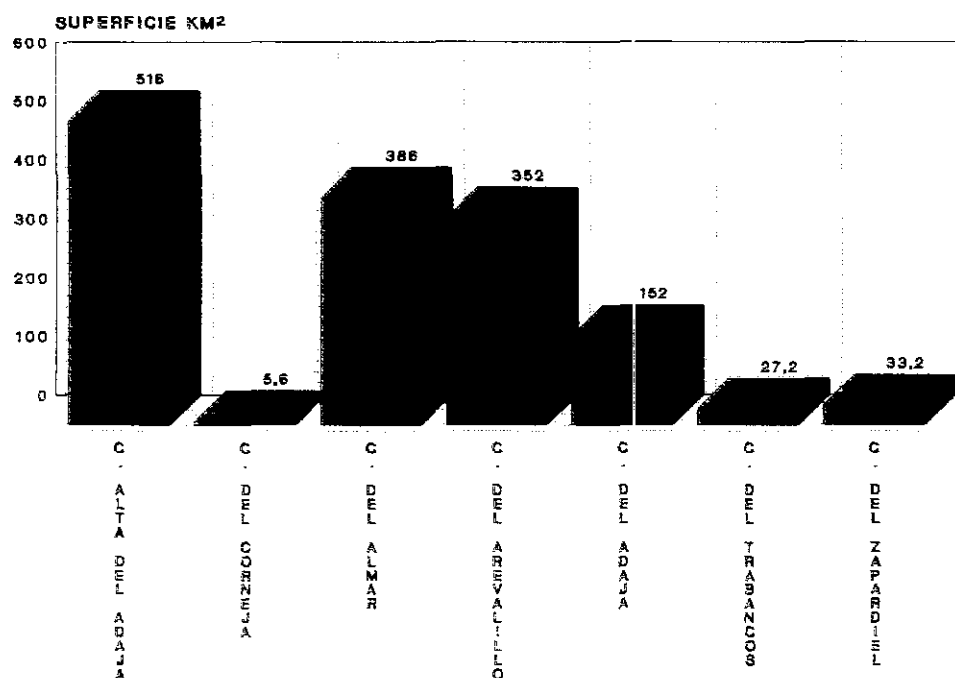
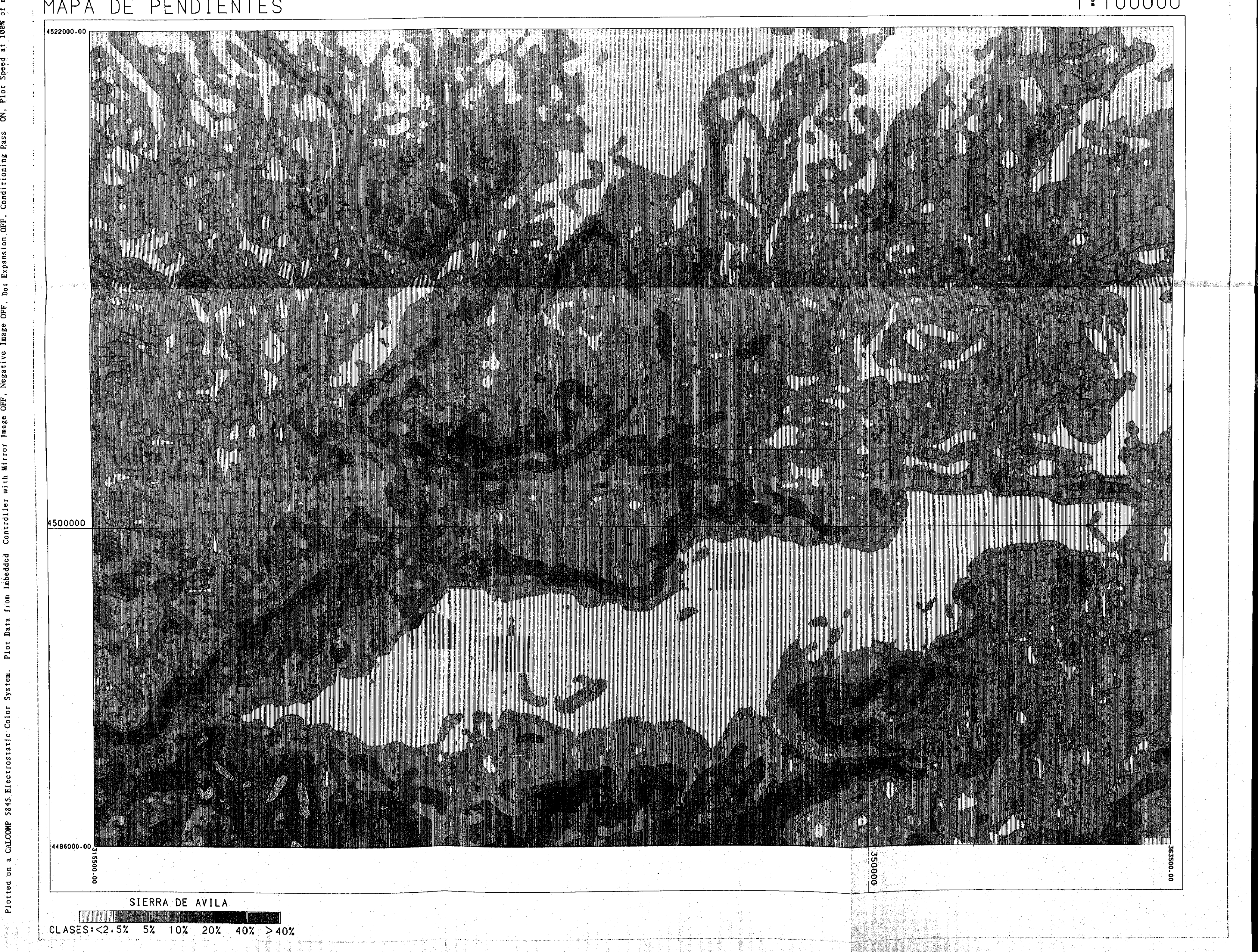


Fig. 7 Diagrama de superficies de las Cuencas Hidrográficas.



2 MODELO DIGITAL DEL TERRENO

El M.D.T. se ha generado mediante el cálculo de puntos directamente sobre la altimetría del Mapa Topográfico Nacional, sobre una retícula de 500 metros y la toma de puntos de cota singulares, creando un fichero con los valores x, y, z, de cada uno de los puntos. La gestión del modelo con una interpolación de puntos cada 250 metros y el cálculo del mapa de pendientes ha dado los siguientes resultados:

```

*****
*
*
*   DIGITAL ELEVATION MODEL
*   MAP SHEET      MODELO DIGITAL DE LA SIERRA DE AVILA
*
*
*   POSITION AND SIZE
*   LEFT LOWER CORNER      EAST ..... 315500.00
*                           NORTH ..... 448600.00
*   EXTENSION              EAST ..... 46500.00
*                           NORTH ..... 35500.00
*
*   CHARACTERISTICS OF THE DEM
*   GRID WIDTH              EAST ..... 500.00
*                           NORTH ..... 500.00
*   NUMBER OF GRID LINES    EAST ..... 5
*                           NORTH ..... 5
*   NUMBER OF INTERPOLATED COMPUTING UNITS ..... 432
*   NUMBER OF STORED GRID POINTS ..... 10800
*   NUMBER OF GRID INTERSECTIONS ..... 0
*
*   INFORMATION ABOUT THE INTERPOLATION
*   LINEAR PREDICTION
*   NUMBER OF REFERENCE POINTS GIVEN ..... 6902
*   SINGLE POINTS ..... 6765
*   HIGHS AND LOWS ..... 137
*   LINE POINTS ..... 0
*   AVERAGE FILTER VALUES
*   SINGLE POINTS ..... 0.003
*   HIGHS AND LOWS ..... 0.008
*   LINE POINTS ..... 0.000
*   MAXIMUM FILTER VALUES
*   SINGLE POINTS ..... 0.050
*   HIGHS AND LOWS ..... 0.027
*   LINE POINTS ..... 0.000
*
*****

```

```

*****
*
*
*   DIGITAL ELEVATION MODEL
*   MAP SHEET      MODELO DIGITAL DE LA SIERRA DE AVILA
*
*
*   POSITION AND SIZE
*   LEFT LOWER CORNER      EAST ..... 315500.00
*                           NORTH ..... 4466000.00
*   EXTENSION              EAST ..... 46500.00
*                           NORTH ..... 35500.00
*
*   CHARACTERISTICS OF THE DEM
*   GRID WIDTH             EAST ..... 250.00
*                           NORTH ..... 250.00
*   NUMBER OF GRID LINES   EAST ..... 9
*                           NORTH ..... 9
*   NUMBER OF INTERPOLATED COMPUTING UNITS ..... 432
*   NUMBER OF STORED GRID POINTS ..... 34992
*   NUMBER OF GRID INTERSECTIONS ..... 0
*
*   INFORMATION ABOUT THE INTERPOLATION
*   LINEAR PREDICTION
*   NUMBER OF REFERENCE POINTS GIVEN ..... 6902
*   SINGLE POINTS ..... 6765
*   HIGHS AND LOWS ..... 137
*   LINE POINTS ..... 0
*   AVERAGE FILTER VALUES
*   SINGLE POINTS ..... 0.003
*   HIGHS AND LOWS ..... 0.008
*   LINE POINTS ..... 0.000
*   MAXIMUM FILTER VALUES
*   SINGLE POINTS ..... 0.050
*   HIGHS AND LOWS ..... 0.027
*   LINE POINTS ..... 0.000
*
*****

```

ADAPTION OF HEIGHT DIFFERENCES BETWEEN ADJACENT COMPUTING UNITS

AVERAGE HEIGHT DIFFERENCE BETWEEN NEIGHBOURED COMPUTING UNITS = 3.1762

DISTRIBUTION OF HEIGHT DIFFERENCES :

INTERVALS	0	4.00	8.00	16.00	32.00	64.00
DIFFERENCE-GROUP IN PERCENT	98.54	0.91	0.36	0.16	0.03	

PRE 0.0 .003.DIR: ST;

END SCUP2

TITLE:
 MODE
 LEFT LOWER CORNER EAST 315500.000
 NORTH 4486000.000
 EXPANSION EAST 46500.000
 EXPANSION NORTH 35500.000
 MEDIUM SLOPE: 6.59 COMPUTED FROM 27985 GRID POINTS

DISTRIBUTION OF SLOPES:

SLOPE(%)	/	NUMBER OF GRID POINTS	/	PART PER HUNDRED	/
0.00- 5.00	/	14428	/	51.6	/
5.00- 10.00	/	8277	/	29.6	/
10.00- 15.00	/	2867	/	10.2	/
15.00- 20.00	/	1164	/	4.2	/
20.00- 25.00	/	626	/	2.2	/
MORE THAN 25.00	/	623	/	2.2	/

MEDIUM CURVATURE RADIUS: ***** COMPUTED FROM 27245 GRID POINTS

DISTRIBUTION OF CURVATURES:

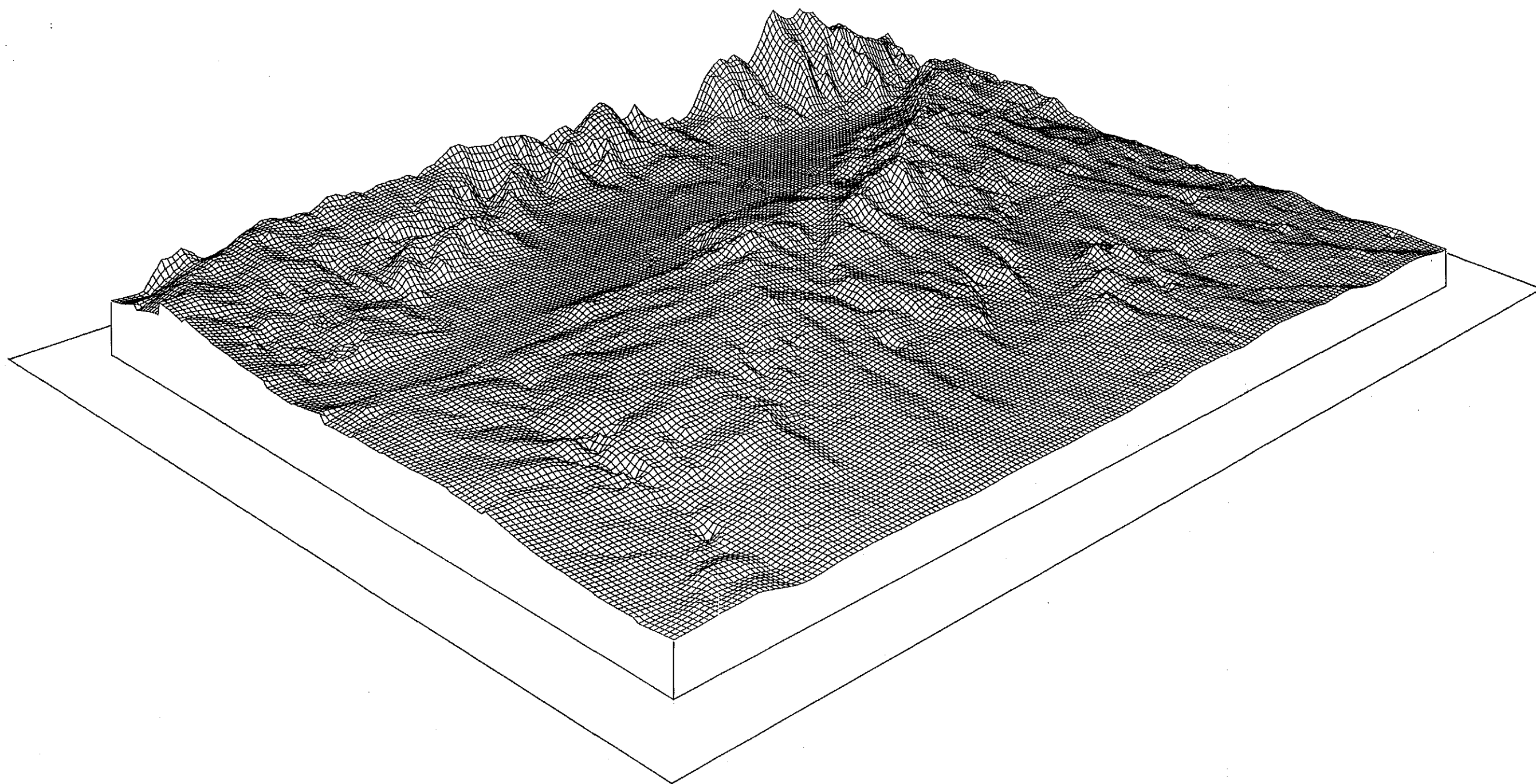
RADIUS	/	NUMBER OF GRID POINTS	/	PART PER HUNDRED	/
0.0- 100.0	/	0	/	0.0	/
100.0- 200.0	/	0	/	0.0	/
200.0- 400.0	/	1	/	0.0	/
400.0- 800.0	/	70	/	0.3	/
800.0-1600.0	/	362	/	1.3	/
1600.0-3200.0	/	1299	/	4.8	/
OVER 3200.0	/	25513	/	93.6	/

DRE 0.0 .002.DIR: STOP;

END SCOP4

ERROR SUMMARY (FORTRAN77)
 ERROR NUMBER ERROR COUNT
 132 002

MODELO PERSPECTIVO DEL TERRENO. LA SIERRA DE AVILA.



3 DESCRIPCION TOPOGRAFICA

En este apartado presentamos una somera descripción de las unidades topográficas presentes en el territorio estudiado, ya que, resultaría en algún caso redundante hacer un análisis de mayor detalle, puesto que a lo largo de los capítulos de contenido geomorfológico se realizan descripciones topográficas precisas de elementos concretos en la búsqueda de una fácil localización de los mismos; y además, consideramos que tanto la cartografía topográfica presentada como los datos topométricos muestran los elementos necesarios para una fácil comprensión del territorio desde el punto de vista locacional y de su reconocimiento topográfico.

Podemos decir de forma general que los conjuntos morfográficos mayores que integran el territorio - Sierra de Avila con sus piedemontes, Valle de Amblés y Sector de Borde de la Cuenca del Duero- tienen asociadas unidades topográficas con características propias constituyendo paisajes bien diferenciados. La entidad superficial de estos conjuntos es la siguiente:

- Sierra de Avila y sus piedemontes.....	718,0 Km2.	48,77%
- Valle de Amblés.....	374,0 Km2.	25,42%
- Sector Cuenca del Duero.....	330,0 Km2.	25,81%

Total del Territorio cartografiado...	1472,0 Km2.	100,00%

- La Sierra de Avila y sus piedemontes.

La Sierra de Avila propiamente dicha, desde el punto de vista topográfico, presenta una superficie de cumbres aplanada que se sitúa entre los 1600-1700 metros de altitud, con ligero ascenso en dirección NE hacia el Cerro de Gorría. Sus vertientes forman dos unidades topográficas diferentes, la que mira al NO, abierta a la Cuenca del Duero, es de perfil convexo y pendientes generalizadas del 10 al 20%; desciende hasta los 1400-1350 metros de altitud y el perfil de cumbres visto desde esta vertiente queda poco destacado, dando un paisaje de formas redondeadas, pesadas y siempre con perfil convexo. La vertiente SE, que mira al Valle de Amblés, es mas pendiente y con una diferencia de altitud mayor (situándose entre los 1600 y 1150 metros), presentando zonas con valores superiores al 20% y sectores localizados que superan el 40%; este hecho la confiere un perfil mixto, con alternancia de zonas convexas adaptadas a la topografía general del macizo y zonas cóncavas que se localizan en la cabecera de los escarpes, correspondiendo éstas a las de mayor pendiente. El perfil que muestra el nivel de cumbres visto desde esta vertiente se destaca netamente con diferencias de altura de hasta 500 metros sobre el fondo del Valle de Amblés (en la zona de Amavida) y es desde este punto desde el que se destaca en el paisaje la Sierra de Avila como una formación con verdadera entidad montañosa. El enlace topográfico con las zonas de piedemonte tiene lugar generalmente con rupturas de pendiente netas.

El sector de piedemonte que enlaza con la vertiente NO, se extiende entre 5 y 16 Km. en esa dirección y desciende desde los 1400-1350 metros hasta los 1100 m. en el sector de San García de Ingelmos (al Norte de Mirueña de los Infanzones). Constituye una gran unidad formada por varios escalones diferenciados por sus cambios de pendiente con valores alternantes inferiores y superiores al 2,5%; este paisaje de descenso general escalonado, solamente es alterado por sectores lineales de mayor pendiente que constituyen las laderas de los pequeños valles fluviales que surcan el piedemonte en dirección Norte, como el del río Almar, el del arroyo Navazamprón y otros. Sobre el sector más llano y de menor altitud de esta unidad (en torno a los 1130 m.), que enlaza en enrase topográfico con la Cuenca del Duero, se destaca un conjunto de cuatro cerros que hemos denominado de "Solana de Rioalmar" y que presentan laderas de ligero perfil cóncavo y de topografía aparentemente cónica, que se levantan 170 metros sobre el nivel topográfico general, alcanzando la cota de los 1300 metros. A excepción de esta zona de los cerros de Solana, que en torno a El Parral enrasa directamente con la Cuenca, todo el sector de borde que delimita al piedemonte, tanto en la zona de Blascomillán como en la de Muñico y Altaneros, forma un escalón topográfico en escarpe entre 80 y 120 metros de salto que destaca netamente al conjunto del sector serrano respecto de la Cuenca del Duero.

El sector de piedemonte que se extiende hacia el Valle de Amblés es de menor extensión e incluso no existe en algún sector, ya que la vertiente SE de la Sierra de Avila enlaza directamente

con el Valle de Amblés en el tramo entre Villatoro y Múñez; se desarrolla por lo tanto en el sector de Balbarda-Sanchicorto formando una superficie de varios Km² ligeramente inclinada hacia el Amblés con pendientes entre el 2,5 y el 10,0% que desciende desde los 1440 metros de Navagorría hasta los 1200 de Muñogalindo; toda la zona de borde con el Valle de Amblés forma un sector en escarpe con pendientes del 12-20% y salto entre 80-150 metros, quedando así levantado respecto del fondo del Valle.

El sector comprendido de Oeste a Este entre el Valle de Sanchorreja y Avila, que se extiende de Norte a Sur entre la Cuenca del Duero y el Amblés, que tiene como topónimo mas importante de referencia al pueblo de Martiherrero y como relieves mas significativos a Canto Cachado-Cerro Bajero, no forma en rigor una unidad de piedemonte de la Sierra de Avila, ya que se encuentra desconectado de ésta por el Valle de Sanchorreja. En realidad se trata de una superficie topográfica que desciende a lo largo de 14 Km. desde la base del relieve de Canto Cachado a 1440 metros de altitud en las direcciones Norte, Noreste y Este, hasta la cota generalizada de los 1130-1140 metros. El sector central, que desciende hacia el Noreste (hasta Cardeñosa y Peñalba), forma una superficie en pendiente continua del 1,5 y 2,5% alternada por escalones significativos que aumentan su pendiente hasta el 5-7,0%; en la zona central de este sector se ubica Martiherrero. Su descenso en dirección Norte genera topografías de borde en resalte sobre el Valle de Sanchorreja y hasta Monsalupe, con relieves puntuales muy

destacados como el de "Peña Aguda" con 1357 metros, y enlaza con una zona de escarpes (pendientes del 12-20% y salto de 80-120 metros) formando el borde limítrofe con la Cuenca del Duero desde Monsalupe hasta Zorita de los Molinos. El descenso hacia el Este, hasta la ciudad de Avila, forma el sector de borde con el Valle de Amblés y constituye una sucesión de relieves en resalte que hemos denominado como la alineación de Avila a Canto Cachado. Forma esta alineación un enjambre de serretas que en posiciones de relevo descienden escalonadamente desde Canto Cachado por la zona de Casasola - Duruelo - La Colilla hasta Avila, y generan una unidad topográfica singular con siluetas afiladas en alineaciones y laderas de ferfil cóncavo-convexo que destacan sobre una superficie general que desciende a impulsos o escalones de pendiente entre 2,5 y 7,0 % entre la base de Canto Cachado (1440 m.) y Avila (1130 m.).

- El Valle de Amblés

Con una extensión de 374 Km². (en la que se incluye el sector de contacto de la vertiente Norte de La Paramera) el Valle de Amblés constituye, casi sin excepción, una superficie de topografía rigurosamente plana; a lo largo de 42 Km. solamente desciende 115 metros en dirección ENE siguiendo el curso del río Adaja. No obstante, de esta planicie podemos destacar las zonas de borde que, con perfiles cóncavos y suavemente inclinados, enlazan los relieves en resalte circundantes con esa zona central casi absolutamente plana del Valle. Dentro de estas topografías de borde se puede generalizar que las que enlazan con la vertiente de Las Parameras son mas pendientes y de menor

desarrollo, frente a las que enlazan con la Sierra de Avila que son de menor pendiente y se extienden en ocasiones hasta el centro del Valle dando formas suavemente alomadas, siendo el sector mas significativo el de La Torre-Muñogalindo. Por otra parte, no existen rupturas abruptas de pendiente en el Valle; solamente podemos calificar de pequeños taludes topográficos con rupturas netas a zonas localizadas de los bordes dibujados por el tímido encajamiento del río Adaja en la zona de Baterna, y de la red de tributarios procedentes de Las Parameras.

- El Sector de Borde de La Cuenca del Duero

Como ya se ha dicho, en la zona de borde de la Cuenca del Duero se distinguen claramente tres sectores topográficos. El más occidental, que se desarrolla al Norte de los Relieves de Solana, forma una superficie ligeramente inclinada hacia el NE que tiene lugar entre los 1100 y los 900 metros de altitud, y se adentra en la Cuenca a lo largo de 10 Km. Este gran plano inclinado está incidido por valles de dirección Norte y NO que forman a su vez unidades topográficas singulares de entidad menor pero muy significativas en el paisaje; presentan frente al plano de inclinación general, la alternancia de taludes topográficos con pendientes del 8 / 12 % y superficies planas correspondientes a los fondos de valle; este hecho tiene lugar a lo largo de los valles del río Zamprón, el Almar, el Trabancos y el Zapardiel.

El sector central corresponde a una zona deprimida, donde se ubican Morañuela y San Pedro del Arroyo; es de topografía plana,

incluyendo zonas extensas de difícil drenaje junto a pequeños retazos que quedan en resalte sobre la depresión. El enlace con los otros sectores tiene lugar por una topografía alomada de formas suaves y con inclinación general hacia el interior de la Cuenca, siendo mas pendientes cuanto mas próximas al sector de piedemonte, del que quedan desconectadas topográficamente por el sector de borde de éste, que genera un escarpe entre 80 y 120 metros de salto sobre la superficie de la Cuenca.

El sector oriental tiene una posición mas alta respecto del anterior y una topografía alomada formando los interfluvios entre los cursos procedentes del piedemonte que asciende hacia Martiherrero y Avila. La topografía del sector mas alto en contacto con el escarpe del piedemonte entre Peñalba de Avila y Zorita de los Molinos tiene perfil cóncavo e importante pendiente realizando un enlace equilibrado entre la base de éste y la topografía tendida de los interfluvios en dirección a la Cuenca. El valle del río Adaja constituye una unidad bien diferenciada, dentro de este sector, trazando rupturas de pendiente que delinean el encajamiento del río. Es un valle estrecho con vertientes entre 8 y 12% de pendiente que rompen la topografía suave de la superficie de la Cuenca.

III ORGANIZACION MORFOESTRUCTURAL

1 FUNDAMENTOS GEOLOGICOS

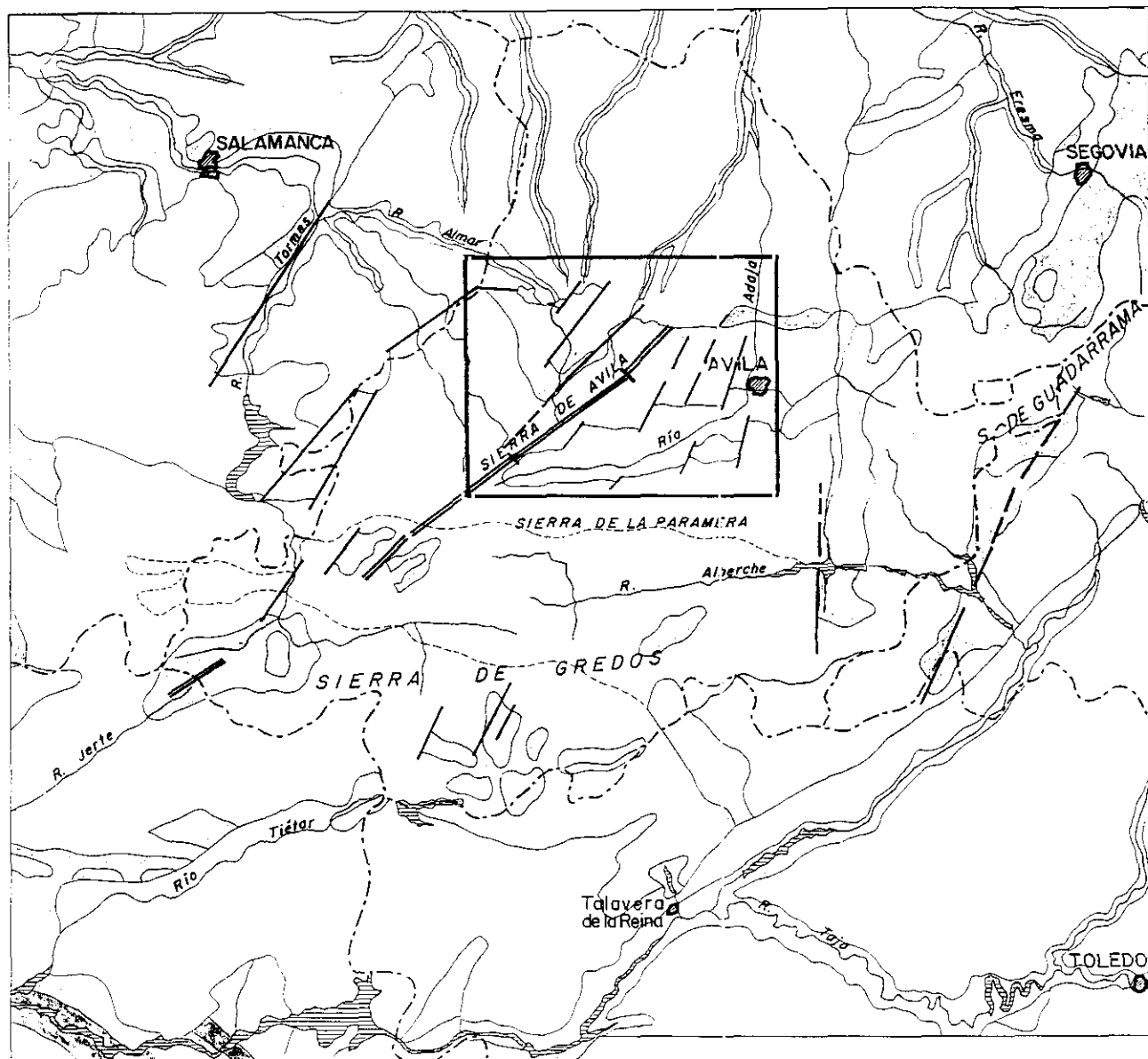
1.1 INTRODUCCION

La formación de esta síntesis geológica, ceñida a los objetivos de nuestro trabajo, no ha precisado de estudios geológicos específicos. Se ha realizado, dentro de nuestra metodología, en la primera fase de fotointerpretación, con la consulta selectiva de la bibliografía y cartografía geológica existentes y con nuestras propias observaciones de campo.

Los criterios geológicos y cartográficos de la misma, se adecuan a las exigencias del método de cartografía geomorfológica aplicado.

El espacio objeto de estudio, desde el punto de vista geológico, corresponde a una porción de zócalo antiguo, localizado en el sector central del "Macizo Hésperico" (HERNANDEZ PACHECO, E. 1932). Constituye este macizo, el soporte geológicoestructural de la Península Ibérica (Fig.8)

SÍNTESIS GEOLÓGICA REGIONAL

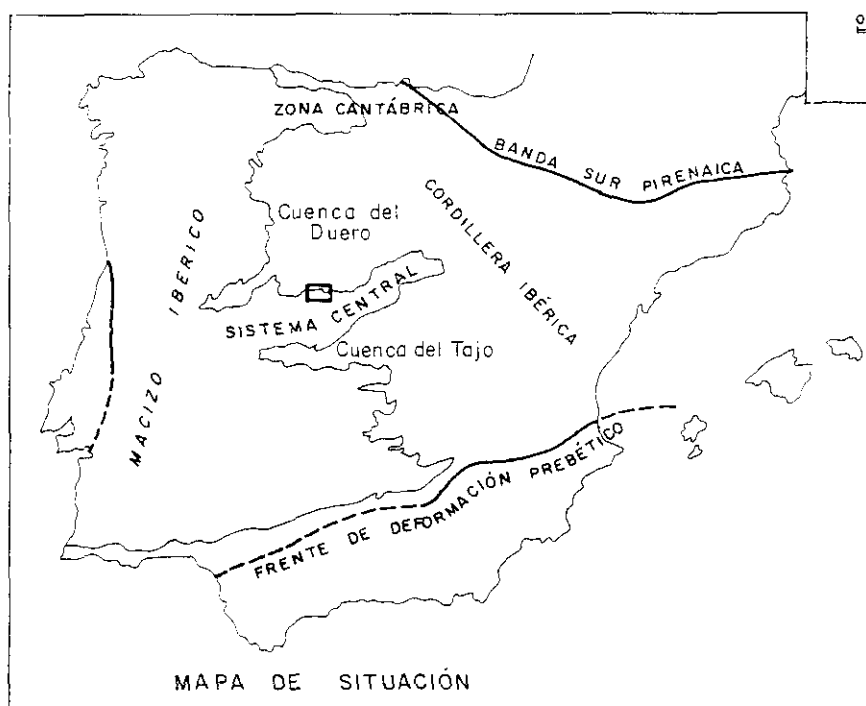


ESCALA 1:1000.000

0 10 20 30 40 Km.

LEYENDA

- Cuaternario
- Mioceno
- Paleoceno
- Cretácico
- Ordovícico
- Cámbrico
- Precámbrico
- Plutónicas



MAPA DE SITUACIÓN

Fig. 8 Mapa de situación y síntesis geológica.

Autores como SOLE SABARIS, L. (1966) lo identificaron con el concepto de "Meseta" formada por el zócalo hespérico y por la cobertura moderna que le fosiliza en ambas submesetas. LAUTENSACH, H. (1966) desarrolló en un contexto mas amplio el concepto de "Macizo Ibérico".

La división petrológica zonal de este Macizo Ibérico, fué realizada en primer lugar por LOTZE, F. (1966), siendo redefinida posteriormente por JULIVERT, M. et al (1972). APARICIO YAGÜE, A. y GARCIA CACHO, L. (1987) basándose en criterios petrogénéticos, proponen para el Macizo Hercínico Español la siguiente división en seis zonas: I (Asturiana); II (Gallego-leonesa); III (Castellana); IV (Castellana-manchega); V (Extremeña-andaluza) y VI (Sur Portu-guesa).

El área de estudio se localiza dentro de la zona III (Castellana), en el Sistema Central Español, y constituye dentro del conjunto de Gredos, el sector al Norte de la alineación Serrota-Parameras.

Comprende, en una superficie de 1472 km², el Bloque Cristalino de Avila en su sector occidental, la zona de contacto de éste con la Cuenca Sedimentaria del Duero y el Valle de Amblés.

El conjunto geológico está formado por dos dominios litológicos diferentes. Por una parte, rocas metamórficas y plutónicas del ciclo hercínico que constituyen el macizo cristalino y

por otra, rocas sedimentarias del ciclo alpino que fosilizan a éste en el sector de la Cuenca del Duero y en el valle de Amblés.

Desde el punto de vista litológico, este espacio, dentro del Sistema Central, pertenece al dominio de las rocas plutónicas, constituyendo un mar de granito en el que "flotan" desconectados los afloramientos metamórficos (CAPOTE, R. et al 1981).

Podemos distinguir en orden cronológico los siguientes conjuntos:

- Rocas metamórficas
- Rocas plutónicas
- Rocas filonianas
- Rocas sedimentarias

- Rocas metamórficas:

Este conjunto litológico aflora en varios puntos desconectados entre sí por el conjunto granítico que es mayoritario en el espacio estudiado y en todo el sector de Gredos.

Desde el siglo pasado, los autores mas antiguos que han trabajado sobre el Sistema Central - DE PRADO, C. (1853, 1862); MARTIN DONAYRE, F.(1879); MACPHERSON, J.(1879, 1901); CARANDELL, J.(1914); MALLADA, L. (1927)- incluyen referencias puntuales sobre afloramientos incluidos en nuestra zona de estudio, admitiendo niveles litológicos del "estrato cristalino" o "arcaico peninsular" procedentes de la orogenia del Precámbrico, movidos posteriormente por la orogenia hercínica junto a los

materiales paleozoicos.

La evolución de los conocimientos hasta la idea de una influencia exclusiva de los procesos hercínicos en la formación del Sistema Central, hay que situarla mediado ya este siglo, LOZTE, F. (1929); SCHRÖDER, E. (1930), que trabajan sobre la existencia de un único proceso metamórfico regional hercínico, sobre sedimentos paleozoicos, relacionados con otros de carácter metasomático y ligado a una intrusión sintectónica de magmas graníticos.

Los conocimientos actuales sobre estos afloramientos proceden de las investigaciones de las tres últimas décadas. LOTZE, F. (1961) incluye los afloramientos del área de Muñico dentro de la serie cámbrica; pero son los autores actuales CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1968), quienes determinan una serie cámbrico-ordovícica en la base de la columna estratigráfica, apoyada sobre un conjunto metamórfico que debe pertenecer, según los mismos autores, en parte ya al Precámbrico. APARICIO YAGÜE, A. y GARCIA CACHO, L. (1987) op. cit. incluyen a esta serie basal, junto con otros afloramientos para el Sistema Central, como Preordovícica.

Nuestra interpretación se apoya en nuestras propias observaciones y en los trabajos desarrollados por los autores CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1968); CAPOTE, R. (1971, 1973); CAPOTE, R. y FERNANDEZ CASALS, M. J. (1971); y la cartografía oficial del ITGME a escala 1:200.000 (hoja 44) y a escala 1:50.000 (hojas 505 y 506).

- Rocas plutónicas:

El Bloque Cristalino de Avila es "un mar de granito" salpicado por algunos enclaves metamórficos. "Mas bien que sierra parece la de Avila una gran estepa de granito" MARTIN DONAYRE F. (1879).

La literatura científica sobre estas rocas y sobre el plutonismo en el Sistema Central ha sido abundante desde antiguo. A los trabajos de los autores citados en el apartado sobre estas rocas metamórficas hasta la década de 1920, hay que reseñar los de FUSTER, J. M. (1951); FUSTER, J. M. e IBARROLA, E (1951); y GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1960).

En las dos últimas décadas han proliferado las publicaciones sobre aspectos petrográficos, petrogenéticos y estructurales, discutiéndose diversos planteamientos e hipótesis. Hay que destacar la clasificación genética y estructural de los materiales graníticos, incluyendo nuestra zona de estudio, de UBANELL, A. G. (1977a, 1977b) y los del Sistema Central en general de APARICIO YAGÜE, A. et al (1975a).

De los aspectos deformativos y estructurales, hay diversos trabajos que desarrollan la hipótesis de varias series deformativas hercínicas, correlacionando el metamorfismo y el plutonismo. CAPOTE, R. y FERNANDEZ CASALS, M. J. (1971); CAPOTE, R. (1973); FUSTER, J. M. et al. (1974); BABIN VICH, R. B. (1976,1977); UBANELL, A. G. (1977a, 1977b) ; CAPOTE, R. et al. (1981) y

CAPOTE, R.; CASQUET, C; FERNANDEZ CASALS, M. J. (1982).

CAPDEVILLA et alt. (1973) establece, sobre la evolución plútonica en el Macizo Ibérico una división similar a las establecidas en otras áreas hercínicas europeas, en granitos tectónicos alcalinos y granitos calcoalcalinos posttectónicos.

APARICO YAGÜE, A. et alt. (1975a) indican que el conjunto plutónico del Sistema Central Español, corresponde a una serie calcoalcalina única de edad hercínica con variedad litológica cida-intermedia y ausencia de rocas básicas. APARICO YAGÜE, A. et alt (1983) realizan un estudio petrogénético de las series graníticas del Sistema Central interpretando la evolución magmática cortical. En un último trabajo APARICIO, A. y GARCIA CACHO, L. (1987), realizan la cartografía geológica del Sistema Central, publicada a escala 1:100.000, presentando una revisión petrogenética, estructural y evolutiva del mismo, frente a las hipótesis que consideran distintas fases de esfuerzos, de metamorfismo y de plutonismo.

Consideran estos autores un modelo evolutivo en el que el plutonismo es sincinemático y sinmetamórfico, reconociendo la existencia de una única fase deformativa hercínica de tipo progresivo, obedeciendo, los diferentes caracteres pre, sin y post-cinemáticos, que otros autores encuentran en las mismas rocas, a circunstancias propias del proceso intrusivo.

Nosotros no entramos en este punto en la discusión del tema; nuestro trabajo en este capítulo geológico presenta una interpretación cartográfica que se apoya fundamentalmente en los elementos estructurales del conjunto plutónico, en tanto que pueden ser mas condicionadores de la génesis y distribución morfológica espacial.

- Rocas filonianas:

Existen en el Bloque Cristalino de Avila, al igual que en otras áreas próximas del Macizo de Gredos, afloramientos intrusivos de diques que han sido tratados en sus aspectos petrológicos y estructurales, creemos que suficientemente en los últimos trabajos.

La importancia de estas rocas, desde el punto de vista de este trabajo es fundamental, puesto que aportan elementos petrogenéticos, deformativos y geomorfológicos importantes para el conocimiento del conjunto plutónico en general.

El tratamiento dado a estos afloramientos se enmarca dentro de los objetivos definidos en la metodología, destacando los elementos petrogenéticos, mineralógicos y estructurales mas diferenciados respecto del conjunto litológico encajante. Su cartografía detallada ha permitido, junto con otros elementos, la interpretación y el trazado del mapa tectónico-estructural.

En el aspecto bibliográfico, además de los trabajos reseña-

dos para las rocas plutónicas en general, en los que aparecen referencias a los diques, hay que añadir los trabajos de GARCIA DE FIGUEROA, L. C. et al (1974) sobre los haces de diques en Extremadura y el dique de Alentejo-Plasencia; los trabajos de ARENILLAS, M. y ARRIBAS, A. (1975) y UBANELL, A. G. (1976) sobre diques sieníticos; UBANELL, A. G. (1982) sobre la fraturación en este sector del Sistema Central y la cartografía geológica oficial del ITGME.

- Rocas sedimentarias:

El estudio geomorfológico de áreas de zócalo precisa cada vez más, del conocimiento de los depósitos correlativos próximos, puesto que aportan datos morfoestructurales, morfogenéticos y temporales sobre el área fuente. Así se pone de manifiesto la importancia que tiene en geomorfología la relación forma-depósito.

El área objeto de estudio, ubicada en el sector central del Macizo Hespérico, participa regionalmente de los procesos evolutivos y sedimentarios del conjunto del Macizo. En este sentido, tanto los procesos sedimentarios como las características de los depósitos pueden considerarse integrados en el contexto regional y por ello ser correlacionables con otros sectores del borde de la Cuenca.

En este sector del Macizo existe un vacío estratigráfico que abarca desde el Pérmico hasta el Paleógeno; este hecho motiva la

falta de datos de su evolución morfogenética al menos durante todo el periodo de tiempo correspondiente al Mesozoico.

La base de la columna estratigráfica se sitúa en el Paleógeno con una serie siderolítica formada por conglomerados y areniscas microconglomeráticas. La edad paleógena de este tramo ha sido asignada por identidad de facies con las unidades de Salamanca descritas por JIMENEZ FUENTES, E. (1970,1974) y CORROCHANO, A. (1974,1977). En un principio le fué asignada una edad prelu-teciense por JIMENEZ, E. (1970) ; posteriormente este mismo autor junto con BLANCO, J. A. et al (1982) le han atribuido una edad Paleocena.

El problema del tránsito Cretácico-Terciario, a propósito de esta zona, queda planteado por UBANELL, A.G. et al (1978); UBANELL, A.G. (1982); ARENILLAS PARRA, M. (1976) en sus trabajos sobre los afloramientos del Valle de Amblés y los de el borde Sur de la Cuenca del Duero en este sector, próximos a Monsalpe, y por GARZON HEYDT, G. et al (1981) en la serie sedimentaria del Amblés.

Recientemente se asocian estos materiales siderolíticos con el Cretácico aflorante en otros puntos del Sistema Central señalándoles como policrónicos de edad paleocena o pre-paleocena, pero recalcando su estrecha relación con el mesozoico, MOLINA, E. et al (1989).

La unidad intermedia se sitúa discordantemente sobre la an-

terior y es atribuible en el borde de la Cuenca al Mioceno Inferior-Medio, y en los afloramientos del Amblés incluso al Oligoceno. Está formada por arcosas beiges y tramos de areniscas con cemento carbonatado.

En la bibliografía sobre el Mioceno, además de los trabajos ya reseñados de UBANELL, A.G. (1982) y GARZON HEYDT, G. et al (1981) hay que añadir los de POL, C. et al (1977) sobre las facies detríticas del Mioceno del Sector Sur de la Cuenca y los de JIMENEZ, E. (1971) y CORRALES, I. et al (1978), que trabajaban sobre las facies miocenas, y las hojas geológicas del ITGME a escala 1:50.000 números 480, 481, 504, 505 y 506.

El tramo superior, situado discordantemente sobre el anterior, es atribuible al Mioceno Superior; se le ha asignado una edad Vallesiense. Está formado por varias unidades identificadas por la nomenclatura local ya que obedecen a cambios laterales en el sentido distal y al contenido en materiales groseros en función del área de aporte. Su composición es arcósica de color rojo hasta el blanco rojizo con grandes diferencias en la proporción, litología y tamaño de los cantos.

A depósitos asociados a superficies de aplanamiento, sobre los niveles de arcosas, podemos atribuirles una edad Plio-Pleistocena. Son formaciones de regularización de vertientes en zonas proximales al bloque cristalino.

Los depósitos cuaternarios corresponden a formaciones que se apoyan fundamentalmente sobre los materiales Terciarios, y que están relacionados con la evolución reciente del relieve. Hemos distinguido formaciones asociadas a los cursos fluviales, formaciones generadas o transportadas por la dinámica de las vertientes y formaciones de evolución más compleja.

Antes de proceder a la descripción de las distintas unidades geológicas, podemos afirmar la correlación de la columna estratigráfica de nuestro sector en el borde Sur de la Cuenca del Duero con el modelo sintético general para el Terciario sinorogénico del Sector Occidental (zamorano) de MARTIN SERRANO, A. (1991). Este autor, en base a los atributos heredados del área fuente, rasgos petrológicos, mineralógicos y geoquímicos mas importantes, presenta la siguiente columna:

- Una serie siderolítica de caracter fluvial que fosiliza un manto de alteración caolinítico, de edad paleocena y prepaleocena.
- Unos sedimentos fluvio-lacustres (no siderolíticos) de características preferentemente arcósicas, cementados por carbonato y sílice de edad Eoceno medio-superior y Oligoceno.
- Unos depósitos rojos de granulometría generalmente gruesa, de edad Mioceno inferior, correspondientes a depósitos de abanicos aluviales o fluviales presentando encostramientos carbonatados en sus zonas distales.

- Unas series ocreas atribuidas al Mioceno Superior-Plioceno que son facies proximales de la última etapa de relleno de muchas de las cuencas del macizo y por tanto contemporáneas con la elaboración final de la superficie fundamental de sus bordes.

- Los sedimentos Cuaternarios asociados a la red fluvial actual, posterior a los regímenes endorreicos de la Meseta. Son las terrazas fluviales.

La estructura geológica del territorio estudiado está formada por tres grandes unidades:

- El Bloque Cristalino de Avila
- El Sector de Borde de la Cuenca Terciaria del Duero
- La Cuenca Sedimentaria Interior del Valle de Amblés

LEYENDA

Rocas Metamórficas
CÁMBRICO

- Migmatitas y neises porfiroblásticos
- Esquistos porfiroblásticos
- a) Formación detrítica de San García
- b) Formación metagráuquica de Mirueña-Solana

ORDOVÍCICO

- Formación de conglomerados con cantos de cuarzo
- Formación de cuarzo
- Formación de esquistos

Rocas Plutónicas

Granito-leucodamellitas

- Granito de 2 micas orientado y nebulítico
- Granito de 2 micas no orientado

Granodioritas-adamellitas

- Granodioritas porfídicas con megacristales
- a) Facies común biotítica
- b) Facies con anfibol
- c) Facies con moscovita
- Granodioritas «homogéneas» de grado medio
- a) Facies con anfibol
- b) Facies común biotítica
- Granito apilítico
- Granito cataclástico

Rocas Filonianas

- Diques de pórfido
- Diques sieníticos
- Dique diabásico
- Diques de cuarzo

Rocas Sedimentarias
PALEOCENO

- Conglomerados y areniscas microconglomeráticas silíceas
- MIOCENO Inferior-Medio
- Areniscas microconglomeráticas cementadas por carbonatos

MIOCENO Superior

- Serie arcósica (Cuernca)
- Brechas y paraconglomerados, proporción de cantos >50%
- Fangos arcósicos, proporción de cantos 15-50%
- Arcosas con cantos dispersos <15% intercalaciones de areniscas feldespáticas cementadas por carbonatos
- Fangos arcósicos, cantos muy aislados, porcentaje de arcillas superior al 50%
- Serie arcósica (Amblés)
- Bloques y cantos empastados en matriz arcósica
- Niveles arcósicos con intercalaciones de niveles de cantos y niveles arenosos
- Conjunto arcósico con alternancia de niveles arenosos y práctica ausencia de cantos
- Arenas y arcillas (procesos de neoformación) hidromorfismo y procesos salobres

PLIOCENO

- Fanglomerado Cantos con matriz areno-arcillosa

CUATERNARIO

- Depósitos fluviales. Cantos, gravas, arenas y limos
- Contacto discordante
- Contacto normal
- Afloramiento de roca masiva

1.2 EL BLOQUE CRISTALINO DE AVILA

Es la unidad geológica de mayor superficie con 718 Km² y representa el 48,77 % del total del área de trabajo. Sus límites son netos por el Norte, con la Cuenca Terciaria del Duero en contacto tectónico a través de fallas, trazando una línea sinuosa a lo largo de 43 Km. de Este a Oeste entre el río Adaja (en las proximidades de Zorita de los Molinos) y el río Zamprón (al Oeste de San García de Ingelmos). Por el Sur, con el Valle de Amblés, en contacto tectónico, trazando una línea quebrada adaptada a las dos direcciones principales de los sistemas de fracturas, desarrollándose de Este a Oeste entre la ciudad de Avila y el Puerto de Villatoro. El límite oriental, dentro de nuestra cartografía, es convencional, le hemos fijado en el curso del río Adaja que cruza el bloque cristalino en su sector mas estrecho y de Sur a Norte (dirigido por fracturas) entre Avila y Zorita de los Molinos. Este límite podría interpretarse desde el punto de vista estructural como la división del Bloque Cristalino de Avila en dos sectores, el Occidental que tiene su núcleo central en la Sierra de Avila y que se corresponde con el ámbito de nuestro estudio y el Oriental que desde Avila hacia el Este, enlazaría con la Sierra de Malagón y la Cuerda de los Polvisos. El límite occidental lo hemos trazado sobre el meridiano de Villanueva del Campillo; no obstante, podemos considerar muy cercano a esta línea, el límite estructural del Bloque de Avila.

En efecto, Villanueva tiene una altitud de 1488 metros, es el núcleo mas alto y occidental del Bloque Cristalino de Avila y

está situado en el altiplano de la Sierra de Villanueva. Los límites SO y NO de este relieve coinciden con los del bloque cristalino en este sector, el primero por falla con la fosa del Valle del Corneja y el segundo por la rampa que enlaza con la depresión de Alba de Tormes en el borde de la Cuenca del Duero.

El Bloque Cristalino es el soporte geológico de las siguientes unidades morfoestructurales: La Rampa de Martiherrero, La Depresión de Sanchorreja, El Bloque Basculado de Sanchicorto, El Horst de la Sierra de Avila, La Rampa de Altamiro, El Bloque Basculado de la Rampa de Mirueña y Los Relieves de Solana.

El Bloque Cristalino de Avila, en su sector occidental, es una unidad geológicamente compleja aunque constituida casi exclusivamente por rocas plutónicas. Forma parte del gran batolito del Sistema Central Español intruido durante la orogenia hercínica mediante un plutonismo cortical superficial, estableciéndose una serie calcoalcalina que varía de granodioritas a granitos. Sobre este mar de granito han sido inyectados magmas filonianos, formando alineaciones y haces de diques de gran importancia geológica y estructural. Existen también enclaves de rocas metamórficas del ciclo hercínico junto a materiales afectados por procesos de granitización en contacto con el batolito granítico.

La descripción de las distintas unidades geológicas se presenta ahora según un orden conforme a la importancia de afloramiento.

1.2.1 Rocas Plutónicas

El conjunto plutónico es la formación geológica fundamental del Bloque Cristalino de Avila. Dentro de este sector occidental aflora en una superficie de 606 Km² y se extiende de Este a Oeste a lo largo de 43 Km.; quedando al Norte la Cuenca Sedimentaria del Duero, y al Sur el Valle de Amblés.

El límite con la Cuenca solamente es en contacto directo con los materiales sedimentarios en dos sectores, uno al Oeste de San García de Ingelmos (en el límite occidental de la cartografía) en contacto por falla de dirección ENE y otro en la zona de Bularros (entre la fosa de Muñico y Marlín) igualmente en contacto por falla pero de dirección NO. El resto de su límite Norte se define por el contacto con los afloramientos metamórficos de Mirueña y del Norte de Cardenosa que se interponen entre este conjunto plutónico y los materiales sedimentarios de la Cuenca.

En el límite por el Sur, con el Valle de Amblés, se distinguen dos sectores, uno occidental, de dirección NE entre el Puerto de Villatoro y la localidad de Múñez en el que, entre este conjunto plutónico y los materiales sedimentarios de la fosa del Amblés se interpone el dique de la falla de Plasencia con una zona de trituración y metamorfismo de una anchura media de 1,5 Km.

El otro sector, centrooriental, está definido por contacto directo con los materiales sedimentarios de la fosa del Amblés, que se establece a través de fallas de dos direcciones, la E-O a

ONO y la NNE. Ambos sistemas de fracturas generan este límite en forma de línea quebrada que se desarrolla desde Múñez hasta la ciudad de Avila.

1.2.1.1 Unidades litológicas

Se han diferenciado dos conjuntos litológicos de muy desigual extensión sobre el bloque cristalino, correspondiendo el mayor a un conjunto granodiorítico y el resto a uno granítico, ambos, correlacionables respectivamente, con las "granodioritas - adamellitas" y los "granitos - leucoadamellitas" de APARICIO, A. et al (1975, 1987) para otros sectores del Sistema Central. Existen además, dentro de los conjuntos mencionados, rocas asociadas a fracturas y diques muy alteradas texturalmente por cataclasis.

* Granitos - leucoadamellitas

Esta unidad aflora en el sector Norte de la Rampa de Mirueña desde Viñegra hasta el límite con los materiales de la Cuenca del Duero al NO de San García de Ingelmos. Se sitúa entre las granodioritas de la rampa, que forman su límite occidental y los materiales de la unidad metamórfica de Mirueña que la limitan por el Este. Está formada por un conjunto de granitos de 2 micas del que atendiendo a sus características estructurales podemos diferenciar tres subunidades:

- Granito de 2 micas orientado

Es el que aflora en mayor superficie; su composición mineralógica

está formada por feldespato k. (como microclina y ortosa en grandes cristales), cuarzo, plagioclasa, biotita y moscovita como elementos principales; y apatito, circón, turmalina, sillimanita y andalucita como accesorios. La textura es heterogranular hipidiomorfa de grano medio a grueso (a veces cataclástica). Es un granito leucocrático con tamaño de grano grueso y elevada tectonización con una marcada orientación fluidal de los megacristales generada durante el proceso petrogenético. Se le conoce en la comarca de Mirueña como " el bronco ".

Hay que reseñar otro afloramiento con estas características aunque de menor entidad superficial, situado en el borde del conjunto metamórfico de Mingorría (al Norte de Cardeñosa), en el sector por donde el río Adaja sale del bloque cristalino hacia la Cuenca del Duero.

- Granito de 2 micas no orientado

Este afloramiento forma como un enclave dentro del conjunto orientado y se localiza al Oeste de Mirueña y al Norte de Gallegos de Sobrinos. No tiene diferencias significativas en cuanto a mineralogía y textura con el conjunto orientado; su diferencia viene dada por una mayor compacidad en su estructura por estar menos afectado tectónicamente debido a su posición central dentro del afloramiento, y los megacristales no tienen signos de orientación fluidal.

- Granito de 2 micas nebulítico

Este conjunto se sitúa de forma marginal en los granitos orientados formando el paso gradual de éstos a la unidad neísiico migmatítica de Gallegos, en el sector próximo a esta localidad. Puede considerarse como una facies marginal del conjunto orientado, con una clara orientación tectónica que deriva a nebulítica. La composición mineralógica se corresponde con los otros conjuntos en cuanto a sus elementos principales, solamente hay que destacar distintos porcentajes en el orden de los minerales secundarios, configurándose la secuencia: sillimanita, cordierita, andalucita, apatito, rutilo y circón. La textura es heterogranular, hipidiomorfa de grano medio a fino.

* Granodioritas - adamellititas

Al igual que en el resto del Sistema Central, la mayor superficie de rocas plutónicas del Bloque Cristalino de Avila pertenece a este conjunto litológico. Las características mineralógicas y texturales de estos materiales permiten, dentro de una aparente complejidad, establecer criterios diferenciadores para una clasificación muy sintética y general. Mineralógicamente no existen cambios composicionales importantes; mas bien son debidos a elementos accesorios o por adición de algún elemento principal. Así, desde un punto de vista estrictamente mineralógico, puede definirse para este conjunto una facies común de granodioritas biotíticas, pero que pueden presentar variaciones mineralógicas por la adición en su composición de algún elemento principal.

Las verdaderas diferencias litológicas se deben más a cam-

bios texturales que a la existencia de distintas facies composicionales. En este sentido podemos distinguir dentro del conjunto dos variedades, una porfídica con megacristales y otra homogénea de grano medio. Tanto los cambios composicionales como los texturales se realizan de forma gradual dentro del volumen litológico, lo que dificulta enormemente el trazado cartográfico de sus límites. No obstante, se pueden definir algunas unidades suficientemente diferenciadas.

- Granodioritas porfídicas con megacristales

Este conjunto porfídico es el mas abundante en todo el bloque cristalino, extendiéndose desde Martiherrero hasta el límite occidental del trabajo. Por su composición mineralógica se pueden definir tres facies aun cuando sus límites pueden considerarse solamente de una manera laxa.

a) **Facies común biotítica.** Son los materiales del Horst de la Sierra de Avila y de las rampas de Altamiro, Sanchicorto y del sector suroccidental de la de Martiherrero. Representa el conjunto central granodiorítico del bloque cristalino aun cuando contiene en la zona axial del horst un conjunto con cambio composicional a una facies con anfíbol. Está formada por plagioclasa (que se presenta en cristales subidiomorfos), cuarzo (intersticial a veces en agregados de varios cristales), feldespato k (ortosa peritítica, alotriomorfa e intersticial), y biotita (en agregados laminares), todos ellos como elementos principales y como accesorios pero constantes en todas las facies, circón y apatito. Los minerales de carácter secundario son estena, clinozoisita,

rutilo, clorita, sericita y saussurita. La textura es heterogranular, hipidiomorfa, de grano medio. Los fenocristales, de feldespato, oscilan entre 5 - 8 cm. de eje máximo llegando en ocasiones a 15 cm. Estos cristales presentan ocasionalmente una cierta orientación en las zonas de borde del batolito próximas a las formaciones afectadas por procesos de granitización y metamorfismo de contacto. Se observan con frecuencia gabarros de tamaño decimétrico generalmente de composición tonalítica o cúmulos de biotitas. Este conjunto se prolonga al Sur del Valle de Amblés en el sector de La Paramera comprendido en nuestro trabajo.

b) Facies con anfíbol. Se localiza dentro del conjunto de facies biotítica formando un afloramiento en la zona mas elevada del Horst de la Sierra de Avila, que comprende el Macizo de las Fuentes, el de Cerro de Gorría y en la rampa de Altamiro el sector de Gallegos hasta el contacto con los granitos aplíticos de Bularros y con los materiales neógenos de la Cuenca. Al Este de la falla de Plasencia se extiende este afloramiento entre la Depresión de Sanchorreja y Martiherrero, limitado al Norte por los granitos aplíticos de la zona de Marlín y al Sur por los diques de Canto Cachado y las granodioritas biotíticas de Casa-sola. La composición mineralógica es análoga a la de la facies común diferenciándose únicamente en la presencia como fundamental o accesorio de un anfíbol verde (hornblenda). En el sector mas próximo a la falla de Plasencia, tiene menor proporción de feldespato k. aumentando la biotita, dando una tendencia tonalítica algo mas oscura. La textura porfídica se encuentra en las zonas de contacto con las granodioritas biotíticas con megacris-

tales, derivando hacia el centro del afloramiento a una facies "homogénea" sin megacristales, de forma gradual por disminución progresiva del tamaño y de la abundancia de los mismos.

c) Facies con moscovita. Constituye el sector granítico fundamental de la rampa de Mirueña, desde el contacto con el granito de dos micas al Norte hasta el altiplano de Villanueva del Campillo al Sur. Por el Este limita en la zona de Manjabálago - Gamonal con el conjunto porfiroblástico de la rampa a través de la aureola de metamorfismo de contacto y por el paso gradual y progresivo al conjunto granodiorítico con megacristales de la facies común biotítica en la zona próxima a Vadillo de la Sierra. Los caracteres mineralógicos y texturales son análogos a los de la facies común, incorporando una mayor presencia de moscovita como elemento principal o en ocasiones accesorio, en láminas ligadas espacialmente a la biotita. Este carácter moscovítico se debe al relativo alto grado de alteración de las plagioclasas a sericita con recristalización a moscovita.

- Granodioritas "homogéneas" de grano medio.

a) Facies con anfíbol. Pertenece a este conjunto no porfídico el sector central de la facies hornbléndica que aflora en los macizos de Las Fuentes y de Cerro de Gorría, cuyos caracteres esenciales han sido ya tratados en el apartado anterior correspondiente. Su textura es homogénea de grano medio derivando progresivamente hacia los bordes a una textura porfídica en las zonas próximas al contacto con las facies con megacristales. Repre-

senta este conjunto, probablemente, zonas marginales o de cúpula del batolito.

b) **Facies común biotítica.** Es el soporte geológico fundamental de la rampa de Martiherrero desde el límite oriental de nuestro trabajo hasta la depresión de la falla de Plasencia en la zona de Marlín (en el sentido de los paralelos); y desde la ciudad de Avila hasta el afloramiento metamórfico del Norte de Cardeñosa (en sentido meridiano). Contiene, salpicados, afloramientos de granitos aplíticos y cataclásticos que son tratados posteriormente. La composición mineralógica al igual que la facies con megacristales está formada por plagioclasa, cuarzo, feldespato k. (ortosa) y biotita como elementos principales y, como accesorios constantes, circón y apatito. Los minerales secundarios están en relación con la alteración de las plagioclusas (sericita, saussurita) y de la biotita (clorita y rutilo). La textura es homogénea con tamaño de grano medio y ausencia de megacristales, criterio éste, diferenciador estructural de la clasificación. El color gris típico, por su condición de biotíticas, se corresponde con el de otras zonas del Sistema Central y del sector occidental del Macizo Hercínico.

- **Granito aplítico.** Estos materiales se encuentran asociados a las granodioritas en zonas marginales del batolito. Constituyen éstas, la roca caja donde afloran los materiales aplíticos de forma salpicada, formando pequeños enclaves en contacto neto con las mismas. Podemos distinguir, espacialmente dos subconjuntos: Uno, en torno al gran accidente tectónico de Plasencia, en la zona de Marlín, formado por varios afloramientos a ambos lados de

la falla; en el sector al Oeste de la misma, hay que reseñar el afloramiento de Bularros y las pequeñas alineaciones E-O de Galligos de Altamiro, que se asocian al borde del conjunto de facies anfibolítica; en el sector al Este de la gran fractura, los afloramientos de Marlín, con una disposición en sentido NE afectados por el dique diabásico intruido en la misma y asociados a los conjuntos de facies biotítica y anfibolítica de este sector. El otro, mas compacto, está formado por un afloramiento al Sur de Cardeñosa asociado al conjunto biotítico sin megacristales de este sector de la rampa de Martiherrero. La composición en sus elementos principales es de feldespatos k. (ortosa peritítica), cuarzo de forma intersticial, plagioclasa en cristales subidiomorfos maclados, moscovita y biotita. Como accesorios constantes se encuentran apatito y circón y como secundarios clorita, rutilo, sericita y epidota. El cuarzo se presenta en agrupación de cristales de bordes poligonales y las micas aparecen asociadas espacialmente. La textura es heterogranular, hipidiomorfa de grano fino.

- Granito cataclástico. Corresponde a rocas plutónicas alteradas por procesos cataclásticos. Estos afloramientos se encuentran asociados generalmente, y dentro del conjunto granodiorítico, a zonas de fractura con o sin intrusión de diques. En la rampa de Martiherrero se localizan varios afloramientos en torno a los diques de cuarzo intruidos en fracturas de dirección NNE en disposición de pseudodiques. También existe un enclave mas significativo al SO de Narrillos de San Leonardo en el paraje conocido como

"Peñarrubia". En la rampa de Mirueña, hay que reseñar el afloramiento adosado al dique de "Los Rondaes" de dirección ENE que se encuentra asociado en el tramo mas occidental, al conjunto granodiorítico con moscovita y megacristales y en el mas oriental al de los granitos de dos micas aorientado. Tienen una composición mineralógica semejante a la roca caja del entorno que tienen modificada su textura original por cataclasis mas o menos intensa, con formación de cuarzo y feldespato k. en mortero, opaquización, etc. La alteración consiste en una intensa cloritización de la biotita y la movilización de agregados finos de clorita - epidota (clinozoisita) etc. en las zonas mas cataclásticas. Los feldespatos sufren una pigmentación por óxidos de hierro que presentan colores rosados con mayor asiduidad en las zonas de fractura. El proceso petrogenético puede ser análogo al de sienitización de rocas intrusivas que puede haber actuado mas al Sur, en el haz de diques de Avila.

1.2.2 Rocas metamórficas

En este sector del Bloque cristalino de Avila existen dos afloramientos de rocas metamórficas, el de mayor importancia geológica y morfológica es el de Muñico y se localiza en torno a Mirueña de los Infanzones, sobre una superficie de 97 km² y el de menor entidad (15 km²) es el de Mingorría y se sitúa al Norte de Cardeñosa; ambos, adosados por un lado al conjunto plutónico y por otro en contacto con la Cuenca Sedimentaria del Duero. En el ángulo SE del trabajo se incluye otro afloramiento denominado Sierra de Yemas que se ubica en el bloque de la Sierra de la

Paramera.

1.2.2.1 Afloramientos

* Afloramiento de Muñico

Ocupa el área Noroccidental del Bloque Cristalino. El límite con el complejo granítico tiene lugar en dos direcciones, una SO - NE desde San Juan del Olmo hasta las casas de Miranda y otra practicamente N - S desde la latitud de San García de Ingelmos hasta Manjabálago. En ambos sectores la integración se realiza a través de una aureola de metamorfismo de contacto que afecta a las diferentes formaciones geológicas aflorantes. El resto de los límites tienen lugar por accidentes tectónicos que ponen en contacto esta unidad metamórfica con los materiales terciarios de la Cuenca. Por el Norte con sedimentos paleógenos y neógenos desde San García al Oeste, hasta San Martín al Este; y por el SE con la fosa de Muñico. En efecto, en el sector Sureste de este afloramiento se instala la depresión de Muñico quedando fosilizado éste por materiales terciarios y cuaternarios en una superficie de 24 Km². Esta depresión de 2 Km. de ancho por 12 Km. de largo, genera un pasillo sedimentario que se extiende en dirección SO - NE entre Ortigosa de Rioalmar y Grandes, creando contactos tectónicos netos en el límite con los materiales metamórficos, a lo largo de las dos vertientes de la depresión.

Constituye el soporte geológico del sector metamórfico de la Rampa de Mirueña, el borde noroccidental de la Rampa de Altamiro

y el de los relieves de Solana.

- Unidades litológicas y estratigráficas

La descripción de las series litológicas y estratigráficas se realiza de muro a techo sintonizando el factor temporal con el sentido decreciente de los procesos de granitización y metamorfismo.

- Migmatitas y neises porfiroblásticos. Esta unidad está formada por el afloramiento neísico - migmatítico de Gallegos, que se extiende en una franja de unos 400 metros de ancho por 3 Km. de largo (en sentido meridiano) al Oeste y en las proximidades de Gallegos de Sobrinos, y algún enclave de menor entidad en los granitos orientados de dos micas. Su litología, está formada por neises, migmatitas bandeadas con sillimanita y migmatitas nebulíticas con distena, sillimanita - feldespatos k. (cordierita) y andalucita. Los materiales de la roca caja esencialmente pelíticos se pueden atribuir al Cámbrico Inferior en tanto que los procesos petrogenéticos y deformativos corresponden al Hercínico.

Hacia el Oeste limita con el granito de dos micas orientado, en paso gradual de nebulíticas a diatexitas consideradas estas últimas como una facies marginal del granito orientado que han sido descritas en el capítulo correspondiente, como granito de 2 micas nebulítico. El límite oriental se sitúa en el contacto con la unidad de esquistos porfiroblásticos (formación detrítica de San García).

Dentro de esta última formación existe un enclave neísico de 3,5 Km. de largo por 100 - 150 metros de ancho, denominado ortoneis de Gallegos, que se sitúa de forma submeridiana en la zona oriental de esta localidad, trazando una dirección paralela al contacto del conjunto metamórfico con el plutónico en este sector. Encaja en la formación detrítica de San García, tanto en su estructura interna como en el afloramiento, concordantemente con la esquistosidad principal de la roca caja (concordancia estructural, no litológica). La petrogénesis ha tenido lugar por magmatismo intrusivo y granitización dentro del proceso Hercínico. Tiene una textura neísico - cataclástica con una composición mineralógica de cuarzo, feldespato k. moscovita, turmalina, plagioclase y biotita como elementos principales y opacos, circón y apatito como accesorios.

- Esquistos porfiroblásticos. Esta unidad está formada por el afloramiento esquisto - grauváquico denominado Capas de Rioalmar. Se sitúa sobre la unidad migmatítico - neísica porfiroblástica anterior teniendo a techo los materiales inferiores del Ordovícico. Cartográficamente se extiende de Oeste a Este desde el complejo granítico de la rampa de Mirueña hasta la formación de conglomerados del Ordovícico Inferior en la base de los Montes Isla.

Se distinguen dos formaciones litológicas, una inferior situada en contacto con los materiales plutónicos denominada Formación detrítica de San García y otra superior llamada Formación metagrauváquica de Mirueña-Solana:

a) Formación detrítica de San García. Está formada por una suce-

sión de esquistos cuarzo-biotíticos con intercalación frecuente de niveles metaareniscosos (cuarcitas moscovíticas o biotíticas a metaarcosas) de potencia variable entre centimétrica a métrica. Tiene textura profiroblástica con orientación preferencial de los elementos de cuarzo y feldespato potásico y menores proporciones de biotita o moscovita. Se ha generado a partir de una litología metalopelítica-arenosa de posible edad Cámbrico Inferior. Los procesos petrogenéticos generados por el metamorfismo hercínico, puede situarse en una secuencia paragenética próxima a la zona de la biotita.

Se sitúa en una franja casi meridiana desde San García de Ingelmos al Norte hasta San Juan del Olmo al Sur. El contacto occidental con las granodioritas y los granitos de dos micas se realiza a través de una banda de metamorfismo de contacto con un desarrollo horizontal entre 0,5 y 2 Km. y de intensidad mayor en el contacto que de forma gradual realiza con la formación metagrauváquica superior de Mirueña-Solana, en una línea que pasa desde San García (al Norte) por el Oeste de Mirueña hasta Ortigosa de Rioalmar al Sur.

b) Formación metagrauváquica de Mirueña-Solana. Está formada por una sucesión de esquistos grauváquicos finos, con escasas intercalaciones de niveles metaareniscosos, junto a niveles carbonatados y un nivel de porfiroides. La composición mineralógica generalizada es de cuarzo, sericita y clorita, apareciendo la biotita como mineral de metamorfismo. Se ha generado a partir de

una roca caja preferentemente de origen limolítico-grauváquico de posible edad Cámbrico Inferior-Medio. A medida que ascendemos en la columna estratigráfica existen intercalaciones de pequeños niveles carbonatados que han generado calizas microcristalinas de tonos verdosos y gris azulado a veces silicificadas que generan formas de interés morfológico, junto a escasos niveles metaareniscosos. Casi a techo existen unos delgados niveles de porfiroides de color grisáceo a rojizo. La composición mineralógica es de cuarzo, clorita-sericita y opacos en los niveles mas ácidos y plagioclasa, óxidos ferruginosos, clorita y cuarzo para niveles mas básicos.

Se sitúa al Este de la formación detrítica de Gallegos, desde Mirueña hasta Solana de Rioalmar. El límite Norte se localiza en la Cuenca Sedimentaria del Duero en la formación de areniscas paleocenas del sector de Torneros, en contacto tectónico; por el Este limita con los materiales del Ordovícico a través de una discordancia erosiva, situada en el Cámbrico Superior, que puede definir la base de los relieves de Solana; y por el Sur, por falla inversa, con el pasillo sedimentario de la depresión de Muñico en su sector de la vertiente NE o de Solana.

Esta formación en el sector al Sur de la depresión de Muñico y en el contacto con las granodioritas de la rampa de Altamios está afectada por un metamorfismo de contacto de grado alto generando pizarras nodulosas e incluso corneanas. Este sector adosado al complejo granítico, se extiende desde Ortigosa hasta Casas de Miranda en una longitud de 10 Km. y una anchura de 0,8 - 1,0 Km.

- Ordovícico

Esta unidad está constituida por tres formaciones litológicas que estratigráficamente se sitúan en el Ordovícico Inferior y Medio. Aflora en una superficie de 20 Km², situándose, en discordancia erosiva sobre la formación metagrauváquica de Mirueña-Solana. Cartográficamente se localiza al Este de esta última formación en un contacto de 5 Km.; el resto de sus límites se trazan por discordancia angular sobre los materiales neógenos de la Cuenca (a lo largo de 16 Km.), situándose como a modo de una península paleozoica que se adentra 7 Km. en la Cuenca en dirección NE, desde el núcleo de Solana de Rioalmar hasta las proximidades de El Parral. Constituye el soporte geológico de los relieves de Solana o Montes Isla.

- Formación de conglomerados con cantos de cuarcita. Estos materiales se apoyan en discordancia estratigráfica sobre la serie esquistosa. En la base, en afloramientos esporádicos, está formada por metaconglomerados; cantos poligénicos, redondeados y el formas alargadas de 10 a 20 cm. de cuarcita, pórfidos y cuarzo filoniano y pizarras, empastados en una matriz areniscosa y con importante esquistosidad.

Sobre estos niveles inferiores o en cambio lateral de facies, se sitúan depósitos mas areniscosos y microconglomeráticos de color rojizo, con cantos de menor tamaño e intercalaciones de cuarcita blanca con una potencia de 150 metros. La textura es esquistosa detrítica, con granos de cuarzo y matriz fina de cuar-

zo y sericita. La edad de estas formaciones se sitúa en el Ordovícico Inferior, siendo atribuibles al Tremadoc-Skiddaviense, por correlación con otros niveles similares del Macizo Ibérico situados en la base de la cuarcita armoricana.

Sobre esta serie areniscosa se dispone una serie mas fina formada por pizarras y esquistos cuarzo-sericíticos de colores rojizos y verdosos con una potencia en torno a los 200 metros.

- **Formación de cuarcita armoricana.** Sobre los materiales esquistos anteriores se sitúa, con potencia variable entre 15-50 m. un nivel de cuarcitas de color blanco de estructura homogénea, masiva, que aflora en bancos decimétricos a métricos, considerada como armoricana. La textura es granoblástica homogénea del orden de 0,06 mm. La clasificación petrológica es de ortocuarcitas, con una composición mineralógica de cuarzo, como mineral principal, y clorita, opacos, circón, rutilo y sericita como accesorios. La edad (Ordovícico Inferior-Medio) correspondiente al Arenig, la hace correlacionable con los niveles cuarcíticos armoricanos de otros sectores del Macizo.

- **Formación de esquistos de Valtuerto.** Sobre los niveles cuarcíticos se sitúa a techo de la unidad y en contacto bastante neto, una serie esquistosa fina, de color oscuro, con una potencia en torno a los 300 metros. La textura es muy fina y los minerales principales sericita y clorita con opacos ferruginosos y cuarzo en menor proporción. La mayor concentración de opacos confiere a la formación colores mas rojizos. Su edad se sitúa en el Ordovícico Medio, clasificándola dentro del ámbito regional como

perteneciente al Llandeilo.

*** Afloramiento de Mingorría**

Ocupa una banda de dirección E-O de 1 km. escaso de anchura situada en el borde Norte del bloque cristalino, limitada al Oeste por la falla de Monsalupé y extendiéndose hacia el Este hasta el límite de la zona de estudio, en las proximidades de Mingorría. Las localidades de referencia en sentido meridiano son al Sur Cardeñosa, en el complejo granítico, y al Norte Peñalba de Avila, sobre los materiales de la Cuenca. El contacto con las rocas graníticas se realiza a través de una aureola de alto metamorfismo y con la Cuenca Sedimentaria (materiales neógenos y cuaternarios) el contacto es tectónico, trazando dos direcciones, una NE por la falla de Monsalupé y otra E-O por la gran fractura del Norte de Mingorría. Geológicamente constituye el soporte del borde Norte de la rampa de Martiherrero en el sector de Cardeñosa.

- Unidades litológicas

Se distingue una única unidad litológica, aunque en el borde próximo a los granitos aplíticos y a las granodioritas, situados al Sur, el metamorfismo de contacto genera una aureola con composición mineralógica propia.

- Migmatitas y neises porfiroblásticos

Esta unidad está formada por un afloramiento de esquistos bandea-

dos cuarzo-biotíticos (micacitas de grano fino a medio de color oscuro), con intercalaciones de cuarcitas de color crema con potencias de hasta 5 metros (conocidas como corneanas de Mingorria) y, con frecuencia, venas de cuarzo entre los planos de la esquistosidad, junto con algunas masas amigdaloides de aplitas. La petrogénesis, dentro del ciclo Hercínico, se ha producido por procesos de granitización y metamorfismo de contacto, por su posición límite con el complejo plutónico, sobre una roca caja de sedimentos pelíticos, posiblemente del Cámbrico Inferior.

El nivel de metamorfismo puede fijarse en la andalucita-cordierita (sillimanita-feldespatos k.) para los sectores mas próximos a las granodioritas.

*** Afloramiento de Sierra Yemas**

Esta unidad forma parte del bloque de la Paramera, y constituye un enclave metamórfico dentro del gran conjunto granítico. Se ubica en el extremo sureste de nuestro trabajo en contacto con la Fosa del Amblés. Tiene una superficie de 22 Km². El límite Norte con el Valle de Amblés, se sitúa en torno a la Aldea del Rey Niño es un límite por falla de dirección E-O, que pone en contacto los materiales neógenos del Valle con los de la base del Cámbrico del conjunto metamórfico. El límite Sur, con el complejo plutónico de la Sierra de la Paramera genera una aureola de metamorfismo de contacto a lo largo del Vallejo de Riofrío.

- Unidades litológicas

Está formada por un conjunto de rocas de alto metamorfismo que se sitúan como una aureola que contiene un núcleo de granitización formado por leucogranitos y aplitas, considerando una sola unidad en su conjunto.

- Migmatitas y neises porfiroblásticos

Se compone de un conjunto de esquistos micáceos oscuros y corneanas, a veces verdaderos neises que rodean a un conjunto de granitos de dos micas y aplíticos; la estructura de éstos, en los bordes, es pegmatítica concordante con la foliación de la aureola metamórfica. El replegamiento fluidal de todo el conjunto está decisivamente influido por los procesos de granitización en proximidad con el conjunto plutónico y recrystalizado por el metamorfismo de contacto, dando lugar a las cornubianitas y a los esquistos nodulosos de los bordes.

Estratigráficamente estos materiales deben corresponderse con los esquistos y micacitas del afloramiento de Mingorría, situándose en la base del Cámbrico; aunque los procesos petrogenéticos corresponden al Hercínico.

1.2.3 Rocas filonianas

Una de las características esenciales del Bloque Cristalino de Avila desde la perspectiva estructural y geológica, es la existencia de diques y haces de diques que atraviesan el complejo plutónico en varias direcciones. El estudio de estos afloramientos en este capítulo se ha realizado considerando los componentes

definitorios fundamentales como son la litología, la edad, la dirección y la importancia morfológica sobre el paisaje actual.

Del análisis de todos estos elementos se deduce que la importancia estructural y morfológica de los diques, desde nuestro punto de vista, se centra principalmente en su dirección. Con este criterio se han definido cinco conjuntos que exponemos en orden cronológico:

- Diques de dirección E-O a ONO
- Diques de dirección N a NNE
- Diques de dirección NE
- Diques de dirección NNE a NE
- Diques de dirección ENE

1.2.3.1 Conjuntos de diques

- Diques de dirección E-O a ONO

En el Bloque Cristalino de Avila el conjunto mas importante de esta dirección se presenta formando haces de diques que de forma continuada, en disposición de relevo, se extienden a lo largo de 30 km. desde la ciudad de Avila en dirección Oeste hasta la Fosa de Muñico en las proximidades de Ortigosa de Rioalmar. La anchura del conjunto oscila entre 1 y 1,5 Km. y describe, en su recorrido, arqueamientos en sentido Norte-Sur, desplazamientos en la horizontal y numerosas interceptaciones por fracturas y diques.

Dentro del conjunto, podemos diferenciar por su emplazamien-

to, el haz de Avila, que procede del sector oriental del bloque cristalino y que a partir de esta ciudad gira decididamente hacia Martiherrero en una dirección ONO, desconectándose así del haz principal situado en este punto (al Sur de Avila) fosilizado por los materiales neógenos del Valle de Amblés. Este haz de Avila tiene una longitud de 7 Km. y una anchura máxima de 1,5 Km. en el sector al Norte de Bascarrabal. Está diseccionado perpendicularmente a su dirección por el curso actual del río Adaja a su paso por la ciudad e interceptado por fracturas y algún dique de cuarzo de dirección NNE en un punto, cercano ya, a Martiherrero.

Por su parte el haz principal, que es el mas significativo de todos los afloramientos filonianos del bloque cristalino, se desarrolla desde La Colilla hasta su límite occidental en Ortigosa a lo largo de 23,5 Km. Se encuentra interceptado, en el sector oriental (o de Duruelo) por fracturas y diques de dirección NNE; y por fracturas del sistema conjugado de la gran falla de Alentejo-Plasencia en el tramo central o sector de Canto Cachado. El sector mas occidental correspondiente al Macizo de Cerro Gorría está afectado y deformado por los movimientos en dirección de las fallas de Plasencia por un lado (que lo limita por el Este) y la de Muñico por otro, que lo fosiliza por el Oeste.

La sección de los diques oscila entre 2-4 metros y 50 m. En la zona de Duruelo próxima al borde del bloque cristalino con el Valle de Amblés buzan subverticalmente hacia el Norte.

La roca caja son las granodioritas del complejo plutónico de la Rampa de Martiherrero y del Macizo de Cerro Gorriá (dentro del Horst de la Sierra de Avila). Generalmente el contacto entre ambos conjuntos geológicos (granodioritas y diques) es neto aunque también existen sectores donde son observables zonas cataclásticas. Están formados por pórfidos y en ocasiones lamprófidos asociados. En el haz de Avila también existen episienitas de característico color rosado y textura fina.

La mineralogía se compone de cuarzo, feldespatos, clorita y sericita en la matriz; incluyendo fenocristales de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas y biotita. La textura es porfídica en el centro de los diques pasando a mas afanítica en los bordes (FUSTER, J.M. e IBARROLA, E. 1953).

La gran coherencia textural de estas rocas y su mayor resistencia ante los agentes morfogenéticos, hacen que este conjunto posea características geomorfológicas específicas formando alineaciones de relieves destacados sobre la superficie mas o menos peneplanizada de las granodioritas circundantes. Cronológicamente son los mas antiguos, ya que este conjunto está afectado por los otros diques y fracturas, incluyendo el gran accidente del dique de Plasencia.

En la rampa de Mirueña, en el sector occidental del trabajo, existen varios diques de esta dirección pero desconectados morfológicamente de los haces descritos y que han intruido en las granodioritas al Oeste del Gamonal. Afloran de forma intermitente y

en posiciones de relevo, creando así, alineaciones de algunos kilómetros a pesar de su escasa potencia.

Están formados por rocas básicas de textura diabásica de grano fino y su composición mineralógica es de plagioclasa y anfíbol como componentes principales y piroxeno y cuarzo como accesorios. Se presentan en superficie muy alterados, configurando con ello una morfología sin formas destacadas notables, pero pueden observarse con un modelado en bolas por disyunción de los materiales muy fisurados e intensamente alterados.

- Diques de dirección N a NNE

Dentro de la zona de estudio existe un dique importante de esta dirección, el conocido como "Dique de las Fuentes", que ha sido estudiado en primer lugar por ARENILLAS, M. y ARRIBAS, A. (1975). Se dirige visiblemente desde Amavida, en el borde occidental del Valle de Amblés, hasta las proximidades de Ortigosa de Rioalmar. En su recorrido, en esta dirección Sur-Norte pasa ligeramente al Oeste del collado de las Fuentes, y por la ermita del mismo nombre y se dirige a Ortigosa pasando a 1,0 Km. al Este de San Juan del Olmo. Queda interrumpido al Este de Ortigosa en su contacto con la unidad metamórfica de Mirueña, en la formación de esquistos porfiroblásticos del borde de la fosa de Muñico.

Dentro del bloque cristalino de Avila tiene una longitud de

20 Km.; su anchura es de 4 a 6 metros y se encaja en contacto neto dentro de las granodioritas. Es una roca sienítica de textura porfídica de grano fino, con escasos fenocristales de feldespatos y biotita muy alterados. Los minerales accesorios son topacio, circón y cuarzo. El color es rojo rosado debido a su contenido en óxido de hierro. El modo de intrusión es magmático a favor de una falla tardihercínica.

La edad de este dique ha sido interpretada como precoz dentro de los movimientos tardihercínicos y fijada posteriormente como tardihercínica "sensu stricto" por UBANELL, A.G. (1976). De nuestra cartografía y de las observaciones de campo realizadas, se deduce que el dique sienítico es desplazado por el de Plasencia en la zona de Amavida (en el extremo Sur del dique, dentro del bloque cristalino); que a su vez en su extremo Norte (al Este de Ortigosa de Rioalmar) intercepta con los diques de pórfido de la dirección E-O a ONO procedentes de Cerro de Gorría, y que a lo largo de su recorrido tiene desplazamientos y discontinuidades producidas por el rejuego de otras fracturas. A modo de conclusión podemos determinar que el dique sienítico intruye en una fractura de dirección Norte que ha sido desplazada hacia el NE por un movimiento sinistral de la falla de Plasencia en el sector de Amavida y que ha sido afectada posteriormente por el rejuego de la red de fracturas secundaria del bloque de Avila, produciéndola desplazamientos y discontinuidades en todo el sector del macizo de las Fuentes. El tramo Norte que intercepta los diques de pórfido no sufre desplazamientos siendo visible la

continuidad de la fractura norteada atravesando los diques y los afloramientos de granodioritas entre ellos pero no haciéndose visible el filón sienítico intruido en la fractura. Hay que señalar además, que en algún tramo presenta un accidente geomorfológico reseñable conocido como "la risca" pero en su conjunto mas bien aporta datos de tipo petrogenético y cronológicos como ha quedado de manifiesto.

- Diques de dirección NE

El mas importante es el dique asociado a la gran falla de Alentejo-Plasencia, GARCIA DE FIGUEROA, L.C. et al. (1974). Dentro del ámbito de nuestro trabajo, en este sector occidental del bloque cristalino de Avila, se localiza el tramo final de este accidente tectónico de primera magnitud a lo largo de 43 Km. entre el Puerto de Villatoro (en el ángulo SO del trabajo) y las proximidades del núcleo de Monsalúpe en el contacto de la Cuenca del Duero con el borde Norte del bloque cristalino. Tiene una dirección Norte 57° a 60° Este . Ha sido reconocido desde este extremo Norte y a lo largo de 500 Km. en dirección SO hasta la región surportuguesa del Alentejo.

La potencia del dique oscila entre los 200-300 metros y existe en él, una zonación litológica en sentido transversal desde los bordes hasta el núcleo. Es un dique básico, formado por un núcleo gabroide derivando hacia los bordes a una diabasa generalmente muy alterada. La composición mineralógica de los

gabros es de plagioclasas, clinopiroxenos, cuarzo y feldespato k. como minerales principales y ortopiroxeno, anfíbol, biotita, apatito y opacos como accesorios. La textura es heterogranular de grano medio, pasando hacia los bordes a una textura porfídica holocristalina, ofítica con una asociación mineralógica similar a la gabroide pero con mayor proporción de ortopiroxeno (broncita) y menores proporciones de cuarzo.

El dique intruye en una edad posthercínica, en el Triásico Medio o Jurásico, a través de una falla anterior tardihercínica, de dimensión cortical, y representaría un posible protorift abortado (GARCIA DE FIGUEROA et al. 1974).

La morfología actual del dique cuando está asociado y vinculado a la gran fractura, forma zonas lineales deprimidas por efecto de la erosión diferencial sobre los materiales triturados y alterados del dique, dejando pequeños resaltes para la zona central mas coherente del mismo. Cuando queda desplazado del rejuego posterior de la falla, forma resaltes topográficos destacados en el paisaje, que quedan desconectados en los bordes de la depresión tectónica que lleva generalmente asociada la gran fractura. Este es el caso del afloramiento del dique al Oeste de Sanchorreja, que forma una serreta a lo largo de 5 Km. ligeramente desplazada de la depresión tectónica.

Otro dique muy importante desde el punto de vista petrogenético y geomorfológico es el intruido en la falla de San Juan del Olmo-Vadillo de la Sierra, continuación de la de Muñico. Es un

dique de cuarzo lechoso de 4 a 6 metros de ancho que aflora intermitentemente a lo largo de la fractura generando dentro de la depresión asociada a la misma, relieves en serreta muy significativos.

- Diques de dirección NNE a NE

Los diques correspondientes a esta dirección afloran en toda la superficie de la Rampa de Martiherrero, marcándose su límite por el Sur en el contacto del bloque cristalino con el valle Amblés y por el Norte en el contacto del complejo plútonico con la formación metamórfica de Mingorria al Norte de Cardeñosa. Es una formación de diques en paralelo con distancias entre ellos de 2 a 3 Km. intruidos a favor de facturas tardihercínicas que han rejugado posteriormente.

En el sector al Sur de Martiherrero, la dirección es NNE intercepta perpendicularmente (por los propios diques o por fractura) al haz de diques principal de dirección E - O en la zona de Casasola, Duruelo y La Colilla e incluso al haz de Avila en una situación próxima a Martiherrero. En el sector al Norte de esta localidad giran a una dirección NE. hasta la zona de Cardeñosa.

Su composición es de cuarzo lechoso en frecuentes concentraciones de minerales de hierro que, en ocasiones, han sido reconocidas mediante calicatas. Su espesor es normalmente de 4 a 8

metros y presentan a veces sectores con brechificación acusada.

Su expresión morfológica es de resaltes topográficos más o menos discontinuos sobre el paisaje. El más significativo desde este punto de vista, aflora desde las proximidades de Duruelo hasta Cardeñosa a lo largo de 12 Km. Los materiales encajante son graniodoritas, existiendo en torno a los diques, zonas de granitos alterados texturalmente por cataclasis, de composición semejante a éstas, pero que han experimentado una cloritización intensa de la biotita.

Desde el punto de vista estructural los diques de cuarzo, como señalan CAPOTE, R. y FERNANDEZ CASALS, M.J. (1971), se intruyen en fracturas de tensión producidas por los movimientos horizontales del bloque por el empuje de las fallas de dirección regional NE. como la de Plasencia. Cronológicamente son los mas modernos junto con los de dirección ENE.

- Diques de dirección ENE

En el sector granítico de la Rampa de Mirueña afloran algunos diques intruidos a través de fracturas tardihercínicas de esta dirección. En su mayoría no presentan interés geomorfológico a excepción del dique de "Los Rondales" que se extiende al Oeste de Mirueña y tiene entidad morfológica destacada sobre la topografía. La composición de esta formación es de cuarzo de la variedad lechosa con importantes concentraciones de minerales de hierro. Su espesor varía de 2 a 8 metros y los mas importantes

presentan brechificación acusada.

El dique de "Los Rondaes" tiene una longitud de 12,5 Km. aunque dentro de la zona de estudio se extiende a lo largo de 5 Km; y tiene una potencia de 8 metros. Encaja sobre los granitos de dos micas del Oeste de Mirueña y sobre las granodioritas, a través de una franja de granitos cataclásticos por alteración textural de éstas. La expresión morfológica es lineal formando una serreta de dirección ENE.

1.3 CUENCA TERCIARIA DEL DUERO

El sector de la Cuenca incluido en nuestro trabajo tiene una superficie de 380 Km² correspondiente a la zona de borde en el contacto con el bloque cristalino de Avila. Se extiende de Este a Oeste entre el curso del Adaja y el del río Zamprón; en el paso de este último a la provincia de Salamanca. El límite Norte lo hemos situado cartográficamente por el ámbito de las hojas del Mapa Topográfico Nacional y el límite Sur tiene lugar con los materiales plutónicos y metamórficos del bloque cristalino, trazando una línea estructural sinuosa dirigida por las distintas fallas que generan el contacto.

1.3.1 Paleoceno

Regionalmente los afloramientos mas importantes de este periodo se sitúan más al Oeste, en el sector occidental de la Cuenca, en la región Salmantino-Zamorana y en la Fosa de Ciudad Rodrigo, siendo identificadas como "series siderolíticas". En la zona de estudio se presenta en retazos aislados adosados a los bordes del zócalo en contacto tectónico y discordante con los materiales graníticos y metamórficos. En el borde de la Cuenca y de Este a Oeste existe un retazo al Sur de Monsalupe que se encuentra pinzado por la falla inversa que cabalga sobre la Cuenca. En la fosa de Muñico en el borde SE se localizan tres manchas, situadas respectivamente en las "Casas de Arevalillo", "Dehesa de Miranda" y al NE de Ortigosa de Rioalmar, siempre en

contacto tectónico; y en el borde NO se localizan dos retazos, uno en las proximidades de Solana de Ricalmar y el otro en la zona de Valtuerto.

El afloramiento mas importante, de 8 Km² de superficie, que en la cartografía oficial se identifica como "Unidad Torneros" se localiza al Sur de Blascomillán y al Este de San García de Ingelmos en contacto discordante con la formación esquistograuváquica de Mirueña-Solana. En la falla al Norte de San García, existen otros dos retazos colgados sobre los materiales cristalinicos, de reducidas proporciones.

Está formada por conglomerados y areniscas microconglomeráticas silíceas. Es la unidad estratigráfica inferior del Terciario dentro del área de estudio; aflora como se ha indicado adosada al propio zócalo, directamente sobre él en contacto tectónico generalmente. En la estratificación aparece un tramo basal con una potencia de 15 a 20 metros de arcillas, arenas y areniscas microconglomeráticas silíceas, con cantos subredondeados de cuarzo y cuarcita que presentan manchas provocadas por la concentración de óxidos de hierro produciendo en esos puntos mayor compactación de la roca. El aspecto es tigreado y ruiniforme. Sobre el tramo basal aparecen areniscas de tonos blanquecinos en capas de 2 metros y una potencia total del depósito en torno a 70 metros. Los niveles de areniscas corresponden a depósitos de canales con gran extensión lateral y laminación cruzada, conteniendo mayor concentración de cantos dentro del canal. Es constante la ausencia de carbonatos. Se trata en suma de sublitarenitas,

cuarzarenitas y subarcosas principalmente con el 50-95% de cuarzo y feldespatos (casi exclusivamente potásico) inferior al 25%. Los cantos son de cuarcitas y areniscas en un porcentaje inferior al 30%; las gravas pueden alcanzar el 25%. La fracción arena está entre 40-75% mayoritariamente de morfología subangulosa. Los finos pueden alcanzar el 25% de proporción, las arcillas están compuestas por clorita y caolinita y minoritariamente la illita. Los minerales pesados son la turmalina, en torno al 75% y cantidades muy inferiores de circón y rutilo.

1.3.2 Mioceno Inferior-Medio

Esta unidad estratigráfica está poco representada en el ámbito de la zona de estudio. Solamente se han identificado dos pequeños afloramientos al Sur de Blascomillán, uno al Oeste del arroyo de la Miruñuela y el segundo al Este del río Almar en el paraje de Vallehernando, en contacto discordante sobre la serie siderolítica paleocena del afloramiento de "Torneros"; y un tercero al Este del río Adaja, en las proximidades del núcleo de Pozanco, del que ha tomado el nombre para su identificación local.

Estos depósitos han sido asignados a este periodo geológico sin datos paleontológicos que lo confirmen; su datación estratigráfica relativa se basa en su posición discordante entre la serie basal paleocena y la superior miocena "Vallesiense".

Está formada por un conjunto de niveles de areniscas microconglomeráticas con cantos dispersos angulosos y subangulosos de 4 cm. de eje medio, cementados por carbonatos, intercaladas por niveles de arenas feldespáticas fangosas, mal clasificadas que contienen cantos dispersos poligénicos (principalmente de granito alterado, cuarzo y cuarcitas). Los tonos son blanquecinos a beige y la potencia de la unidad en torno a 120 metros. Los niveles cementados presentan geometría de canal, con base erosiva y estratificación cruzada hacia el techo, siempre con cemento carbonatado. Los niveles arcósicos están escasamente organizados y contienen abundantes cantos. La proporción mineralógica es de 30-60% de cuarzo; 30-50% de feldespatos generalmente potásicos y en cantidades inferiores al 25% de cantos. La proporción de finos, (limos y arcillas) es inferior al 25%. Los materiales pesados en proporciones muy desiguales entre el 40 y el 5% son turmalina, andalucita, granate y zoisita.

Esta unidad se puede interpretar que mayoritariamente procede de coladas densas de granos, mas o menos canalizadas, probablemente en un medio de abanico aluvial.

1.3.3 Mioceno Superior

Mas del 95% de los sedimentos terciarios aflorantes en este sector de la Cuenca corresponden a este periodo. Se les ha asignado a todos una edad Vallesiense en correspondencia con otros

sectores mas interiores de la Cuenca. Se caracterizan por constituir una serie de materiales depositados en régimen torrencial y fluvio torrencial, en los que pueden identificarse distintas unidades superficiales con características litológicas locales específicas.

En su conjunto puede definirse como una serie de composición arcósica con fracción gruesa que presenta grandes diferencias en la proporción, litología y tamaño de los cantos. La dinámica en los cambios laterales de facies se produce en sentido distal y en función de los componentes petrográficos del área de aporte. Se pueden definir cuatro unidades que se identifican por la nomenclatura local:

- Unidad Calzadilla

Se localiza, siempre en contacto tectónico con el bloque cristalino, en el sector entre Bularros y Mingorría. Se han cartografiado tres afloramientos, el mas accidental muy próximo al tramo final de la falla de Plasencia en contacto con el granito aplítico de Bularros, otro en la zona de Monsalupe que queda afectado por la falla del mismo nombre y el tercero en torno a Zorita de los Molinos por donde sale a la Cuenca el río Adaja. La superficie aflorante no es muy significativa dentro del contexto sedimentario, ya que se presenta en pequeños islotes adosados al zócalo.

Está formado por un nivel de brechas y paraconglomerados de matriz arcósica. La proporción de cantos es superior al 50% y su

litología principalmente plutónica. Su característica fundamental es la gran proporción de elementos groseros, cantos y bloques, con mínimo índice de desgaste, que ocasionalmente se presentan formando conglomerados cementados por una matriz arcósica.

En el afloramiento próximo a Monsalupe, el tamaño medio de los cantos es de 26 cm.; la litología plutónica, con el 80% de granodioritas, el 8% de rocas metamórficas (mayoritariamente cuarcitas) y el resto de granitos aplíticos y pórfidos y cuarzos filonianos. En el afloramiento de Zorita de los Molinos la proporción de materiales plutónicos disminuye con un 65% de granodioritas, en tanto que las metamórficas aumentan al 35%. Esta circunstancia es debida al cambio litológico en las áreas de aporte.

Su génesis es torrencial y a pesar de desarrollarse en un área proximal, el tamaño de los cantos disminuye con la distancia hasta situarse en 8-9 cm. de diámetro medio en las zonas mas distales del afloramiento.

- Unidad Peñalba

Esta unidad viene a ser un cambio lateral de facies de la anterior (Unidad Calzadilla) considerándola igualmente como un depósito torrencial aunque con algunas particularidades. Está formada por fangos arcósicos de color beige a rojo englobando cantos en una proporción entre 15-50% de litología principalmente plutónica. Presenta ocasionalmente niveles cementados por

carbonatos en un conjunto generalmente desorganizado. Se supone de zona proximal media en un ambiente sedimentario de abanico aluvial con régimen torrencial de flujo alto o en un sistema de corrientes tractivas poco profundas, lo que podría explicar la desorganización del depósito.

Se extiende por las zonas proximales del interfluvio situado entre el río Villaflor y el Bujera y en el comprendido entre éste y el río Berlana (adentrándose en la Cuenca hasta 2 Km. al Norte de Monsalupe). En el sector de Peñalba de Avila aflora discontinuamente, en grandes retazos, encontrándose fosilizado en su mayor parte por depósitos coluvionares de vertiente de posible edad cuaternaria.

- Unidad Villaflor

Este conjunto de materiales podemos considerarles como de zonas medias de aporte, situándose por cambio lateral de fácies entre la unidad con mayor porcentaje de cantos de la zona de aporte proximal de Peñalba y Monsalupe (situada inmediatamente al Sur) y la fácies distal de fangos arcósicos que se adentra hacia el Norte en la Cuenca. Se extiende en contacto con el macizo cristalino en tres sectores, uno que corresponde a la fosa de Muñico (fosilizado en su parte mas occidental por las formaciones cuaternarias); otro que se extiende en torno a los relieves ordovícicos de Solana de Rioalmar describiendo un gran abanico desde El Parral al NO hasta Grandes al SE con un desarrollo de 4 Km. hacia la Cuenca; y el tercero en el interfluvio entre el río Arevalillo y el Villaflor, desde el contacto con las granodio-

ritas en Casas de Arevalillo hasta Horcajuelo y Villaflor en una longitud hacia la Cuenca de unos 4 Km. En contacto con la unidad Peñalba se extiende (hacia el Norte de ésta) por los interfluvios entre el río Villaflor y el Bujera hasta 3 Km. al Norte de Aveinte y en el del Villaflor-La Berlana hasta los relieves en en pequeñas motas del Sur de Riocabado.

Está formado por un depósito de arcosas blanco rojizas con cantos dispersos en una proporción inferior al 15% e intercalaciones de niveles de areniscas feldespáticas cementadas ocasionalmente por carbonatos. El tamaño de los cantos es centimétrico variando de litología plutónica a metamórfica por la proximidad a las zonas de aporte. La matriz arcósica es de cuarzo y feldespatos (potásico en mayor proporción). La génesis es fluvio torrencial en abanico con estructura desorganizada.

- Unidad San Pedro del Arroyo

Se extiende por toda la zona Norte del sector de la Cuenca incluido en nuestro trabajo. Podemos distinguir por su posición topográfica dos sectores: Uno occidental entre el límite de la provincia de Salamanca y Muñogrande, y otro oriental entre esta localidad y Gotarrendura. El primero se sitúa topográficamente en la zona mas alta de la Cuenca, en contacto con el bloque cristalino, generando así los límites Norte de la Rampa de Mirueña y de los relieves ordovícicos de Solana de Rioalmar.

Este nivel arcósico aflora de Oeste a Este en las vertientes

de los valles del Zamprón, Almar, arroyo de Jabán y del Zapardiel donde se ubican respectivamente Mancera de Arriba, Blascomillán, Herreros de Suso y Vita. Las superficies planas culminantes de los interfluvios, trazadas en la dirección NO de la red hidrográfica, están fosilizadas por depósitos Plio-Cuaternarios.

El sector oriental se establece en la zona mas deprimida de nuestro trabajo, en contacto con las facies de la unidad Villafior. Este sector gira en torno a San Pedro del Arroyo, en una topografía plana por donde discurren los rios de Muñogrande, Arevalillo y Villafior dejando en sus interfluvios zonas deprimidas semiendorreicas donde se depositan materiales fangosos con arcillas y sales solubles. Se destacan las de Morañuela (al Sur de San Pedro del Arroyo), la de "La Reguera" al SE de Muñogrande y las de San Juan de la Encinilla y Riocabado, al Norte de S. Pedro.

Está formada por fangos arcósicos de color beige rojizo. La fracción arenas es de grano grueso a microconglomerático en una proporción superior al 45% con cantos muy aislados en su mayoría de litología plutónica. La fracción arcillas en proporción superior al 50% está formada por clorita y caolinita.

La génesis de estos niveles corresponde a posibles corrientes tractivas de abanico aluvial, en régimen de flujo alto, poco profundas y sin estratificación cruzada, correspondiente a una facies distal.

1.4 LA CUENCA SEDIMENTARIA INTERIOR DEL VALLE DE AMBLES

Esta unidad geológica corresponde al relleno sedimentario de la fosa del Amblés que se desarrolló durante el Terciario en este sector deprimido del Bloque Cristalino de Avila.

Forma una cuenca sedimentaria intramontañosa, quedando al Norte de la misma el sector aflorante del Bloque Cristalino de Avila y al Sur los materiales plutónicos de la alineación montañosa de Las Parameras. El contacto con ambos conjuntos es tectónico, por fallas de dirección NE, NNE y E-O con el bloque cristalino y de dirección E-O a ONO con La Paramera. Tiene una superficie de 220 Km² y una disposición ENE a lo largo de 40 Km. desde Avila hasta Villatoro, con una anchura mínima de 3 Km. al Sur de Avila, y una anchura máxima de 10 Km. sobre el meridiano de Niharra en el centro del Valle.

Las series sedimentarias son correlacionables con las del sector de la Cuenca del Duero al Norte del bloque cristalino, aun cuando para su localización las hemos asignado una nomenclatura local.

1.4.1 Paleoceno

Estos materiales, al igual que en el sector estudiado de la Cuenca del Duero, corresponden al nivel basal de la columna estratigráfica. Se presentan en pequeños afloramientos dispersos o retazos adosados a la línea de falla del Sur de Avila. Están formados por areniscas silíceas de grano grueso y conglomerados de

cantos pequeños fundamentalmente de cuarzo empastados en una matriz arcillo ferruginosa. Presentan una clara estratificación en la base, derivando a techo hacia una sedimentación peor organizada, con materiales incluso de disgregación de los granitos prácticamente autóctonos. Es una formación de gran cohesión y dureza y presenta unas características manchas de colores ocre y violáceos que afectan también a los materiales graníticos del entorno. Se les atribuye esta edad paleocena por correlación con los afloramientos de similar posición y características litológicas del borde Sur de la Cuenca del Duero, principalmente en el sector de Salamanca.

1.4.2 Mioceno Inferior - Oligoceno ?

Existen algunos afloramientos de este nivel en el borde Norte del Amblés en contacto con el complejo granítico del bloque de Avila. El de mayor superficie aflora al Norte de Piedreros y se apoya directamente sobre el bloque granítico hundido de la fosa tectónica presentando un ligero buzamiento en dirección SE hacia el interior de la Cuenca. Está formado por un conjunto de areniscas groseras y conglomerados heterométricos con cantos de cuarzo, granito y pórfidos dentro de una matriz arcósica. Presenta una fuerte cementación de calcita que en el afloramiento reseñado constituye una auténtica costra calcárea de varios metros de potencia. El color es blanquecino al igual que los materiales del saprolito en la base del afloramiento. La morfología sedimentaria es de canal de corrientes efímeras, incluso presenta procesos edáficos asociados a encharcamientos temporales con generación de calizas palustres en la estratificación. Esta formación se sitúa

en la base de la serie arcósica del Valle, en una posición correlacionable con la formación "Pozanco" para el sector estudiado de la Cuenca del Duero.

1.4.3 Mioceno Medio - Superior

Este conjunto representa practicamente la totalidad de los materiales sedimentarios del Valle de Amblés. Se trata de un conjunto arcósico de gran potencia sedimentaria, formado por coladas de derrubios y lodo en depósitos de geometría planoparalela con ausencia de estructuras sedimentarias, que han sido depositadas en un ambiente sedimentario de tipo abanico aluvial. Dentro de la aparente monotonía de esta facies arcósica podemos diferenciar unidades que presentan distinta presencia de cantos y niveles arenosos con marcadas diferencias en el porcentaje de finos, arcillas y limos.

- Unidad "Baterna"

Se sitúa sobre los materiales graníticos del sector de La Paramera al Oeste de Solosancho, formando un gran cono que se extiende de Sur a Norte, desde Robledillo hasta Baterna, quedando además un retazo, en relieve de mesa, al Norte del curso actual del río Adaja en el centro del Valle. Está formado por un depósito de bloques y cantos empastados en una matriz arcósica; la litología de los mismos es de cuarzo y fragmentos de rocas granodioríticas. Corresponde a un depósito de facies proximal no acusándose cambio en el tamaño de los bloques en el afloramiento en mesa mas distante del área fuente. Existe otro depósito de estas

características al Oeste de Muñotello, en contacto sobre los materiales graníticos de La Serrota.

- Unidad "Aldea del Rey"

Este conjunto se extiende por todo el sector de la cuenca intramontañosa al Sur del río Adaja desde la Aldea del Rey hasta Pradosegar, y al Norte del mismo en las zonas proximales al bloque cristalino de Avila correspondientes a La Colilla, Muñochas, Muñogalindo y La Torre.

Está formado en la base por un conjunto de niveles arcósicos tintados con características manchas rojas y grises de origen probablemente hidromórfico, con intercalaciones de niveles de cantos de cuarzo, graníticos y metamórficos y niveles arenosos con alternancia rítmica de niveles con distintas proporciones en su contenido de arcillas. Son depósitos proximales, observándose menor proporción de cantos, dentro de los niveles correspondientes, en las zonas mas distales. Se observan pequeños canales con estratificación cruzada y fenómenos de relleno y erosión, que pueden interpretarse como canales dentro del modelo sedimentario general de abanico aluvial.

- Unidad "Santa María del Arroyo"

Se extiende al Norte del río Adaja en el sector occidental del Valle, desde Santa María del Arroyo hasta Muñana. Está formada por un conjunto arcósico con alternancia de niveles arenosos diferenciados por distintos porcentajes en el contenido de arcillas, montmorillonita, illita y caolinita, siendo mas abundan-

tes los niveles limoarcillosos a techo del afloramiento. Hay que destacar la práctica ausencia de cantos, encontrándose algunos de pequeño tamaño en áreas alejadas del borde con los materiales cristalinos del zócalo. Existen pequeñas intercalaciones de hiladas arenosas carbonatadas en sectores próximos al área fuente.

- Unidad "Salobral"

Esta unidad se extiende al Norte del río Adaja por todo el sector central del Valle de Amblés formando un continuo de zonas deprimidas semiendorreicas entre Salobralejo y Salobral paralelas y al Norte del curso actual del Adaja.

Está formada por un conjunto de niveles alternantes de arenas y arcillas (montmorillonita y caolinita) con procesos de neoformación en cambio lateral de la facies proximal, con formación de suelos hidromorfos y procesos salobres en las zonas endorreicas. En torno a Niharra, este nivel arcósico queda fosilizado por los materiales cuaternarios del Adaja.

2 FUNDAMENTOS TECTONICOS

2.1 INTRODUCCION

La preocupación por el conocimiento morfoestructural de la Península Ibérica se puso de manifiesto ya en el siglo XIX con los autores naturalistas como EZQUERRA DEL BAYO (1856) y CALDERON ARANA, S.(1885) el cual detecta ya cierto dominio de líneas de fractura para el Sistema Central "Cordillera Carpeto-Vetónica" así como las grandes direcciones estructurales del Ebro y del Guadalquivir. SOLE SABARIS, L. (1966) presenta una exhaustiva relación de los trabajos de investigación realizados sobre la "Meseta" hasta esa fecha de los que destacamos los trabajos de MACPHERSON, J. (1879, 1901) que realiza una recopilación de los conocimientos naturalistas decimonónicos además de aportar para el conocimiento de la "Cordillera" (Guadarrama) la existencia de una gran bóveda que soporta el sistema, detectando además fallas longitudinales paralelas a la cordillera y que cruzan las rocas graníticas; FISCHER, Th. (1894, 1906 y 1908) resalta las penillanuras labradas sobre el hercínico y la orientación de los macizos interiores, destacando ya el papel de las fallas alpinas; los de DANTIN CERECEDA, J. (1912, 1913 y 1922) sobre su interpretación fisiográfica y sistemática de las comarcas naturales de la Península Ibérica y que atribuye a fallas verticales el origen del Sistema Central; los de HERNANDEZ PACHECO, E. (1924, 1929, 1932 y 1934) que en su síntesis fisiográfica y geológica de España, diseña un esquema sobre la

morfoestructura peninsular atribuyendo al Sistema Central "Carpetánidas una zona de fracturación de la corteza terrestre, mas o menos señalada en el frente meridional de la cordillera, fracturación iniciada en el límite entre el Paleozoico y Mesozoico"; es así el primer autor que asigna a esta fracturación del Sistema Central una edad que puede interpretarse como tardihercínica. Antes de la síntesis fisiográfica de Hernández Pacheco, E. hay que reseñar algunos autores con trabajos y referencias a aspectos mas concretos sobre fallas, fracturas, diaclasado, movimientos en la vertical, etc. que han actuado en la construcción del Sistema Central, como GOMEZ DE LLARENA, J. ; FERNANDEZ NAVARRO, L. (1915, 1921), SCHMIEDER, O. (1915) y CARANDELL, J. (1928).

Es destacable la aportación de los investigadores alemanes en la década de los treinta en el avance del conocimiento morfoestructural para el conjunto de la "Meseta". LAUTENSACH, H. (1932) que trabaja por estos años en la región portuguesa; y SCHWENZNER, J.E. (1937) que propone un modelo evolutivo para la Cordillera Central española basado en el proceso policíclico que empleara Baulig para el estudio sobre el Macizo Central Francés. Su hipótesis parte de una superficie de erosión de edad premiocena, correspondiendo al Mioceno Superior el inicio de la fase de deformación mas importante con elevación y hundimiento lento y progresivo de bloques. Opone a los periodos de elevación intramioceno y Pliocenos periodos de estabilidad que permiten el desarrollo de superficies de erosión (M3) (M2) (M1). Estas superficies o "pedimentos" elevadas por los bloques tectónicos se conservan en las cumbres (dando culminaciones pandas); en las rampas

formando peanas de las sierras y en las cuencas sedimentarias, superficies de arrasamiento sobre las calizas de los páramos.

Ya en la década de los cuarenta, VIDAL BOX, C. (1937, 1942) resalta la importancia geoestructural de la línea morfotectónica del Sur del Sistema Central (siguiendo la línea de investigación de Schwenzner. ALIA MEDINA, M. (1960, 1972, 1976), en una línea de investigación continuada, articula el problema morfotectónico de la región central ibérica entre los relieves interiores del Sistema Central, Montes de Toledo y Cordillera Ibérica. HERNANDEZ PACHECO, F. (1932, 1934, 1957) ha trabajado en todo el marco del Macizo Hespérico sobre problemas fisiográficos y geomorfológicos.

Hay que destacar el interés de la escuela francesa por los problemas geomorfológicos de la Península. BIROT, P. es el autor mas significativo; ha trabajado sobre toda la Península, pero su principal esfuerzo lo centra en el Sistema Central Español (1937, 1945, 1954). En colaboración con SOLE SABARIS, L. (1954) realiza las Investigaciones Geomorfológicas sobre el Sistema Central, presentando en contra de las ideas policíclicas de Schwenzner, la evolución del relieve mediante movimiento de bloques fallados y basculados y desarrollando varias hipótesis de la génesis general para todo el Sistema. SOLE marca en la década de los cincuenta las investigaciones geomorfológicas mas significativas, dentro de los autores españoles, a nivel de todo el macizo acuña el concepto de "Meseta" SOLE, L. (1966) ; y en colaboración con TERAN, M. publica la Geografía de España y Portugal (1966).

A partir de la década de los setenta las investigaciones sobre la tectónica y geomorfología en el Macizo Hespérico en general y sobre el Sistema Central en particular han sido muy numerosas, existiendo gran cantidad de trabajos que han tratado el tema desde diversas perspectivas, permitiendo el avance en el conocimiento de los mismos. Para el conjunto del Macizo la tectónica de fracturación ha sido tratada de modo particular; destacamos en este caso los trabajos de PARGA, J.R. (1969), GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. y CARNICERO, A. (1973), GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. et al. (1974), VEGAS, R. (1974, 1986), ARTHAUD, F. y MATTE, P.H. (1975, 1977), LORENZ, V. y NICHOLLS, I.A. (1976), CADAVID, S. (1977) y CAPOTE, R. (1983).

La tectónica de fractura en el Sistema Central ha sido tratada por UBANELL, A.G. (1981). De los estudios geomorfológicos destacamos los de PEDRAZA, J. (1978, 1981) sobre el sector de transición entre Gredos y Guadarrama; a GARZON, G. (1972, 1980) que trabaja sobre una transversal en el Sistema Central; VAUDOUR, J. (1977); SANZ DONAIRE, J. (1979) sobre el sector de la Sierra de Béjar; MARTINEZ DE PISON, E. y MUÑOZ, J. (1972) sobre el Macizo de Gredos; SANZ HERRAIZ, C. (1985) y BULLON MATA, T. (1985) ambas sobre la Sierra del Guadarrama; VEGAS, R. et al (1974, 86); PORTERO, J.M. y AZNAR, J.M. (1984); en áreas del Macizo Hespérico próximas al Sistema Central MUÑOZ JIMENEZ, J. (1976) sobre Los Montes de Toledo; MOLINA, E. (1975, 1991); y MARTIN SERRANO, A. (1985, 1991) sobre la geomorfología del Macizo Hespérico en la región zamorana.

Esta reseña bibliográfica al igual que la del capítulo geológico no pretende ser exhaustiva ni completa, nos hemos limitado a presentar a modo de síntesis, algunos de los autores y trabajos mas significativos, que nos han permitido situar el estado de los conocimientos, y nos han servido en algunos casos, de argumento y apoyo a nuestra investigación y en otros, de punto de partida para abordar nuestro trabajo.

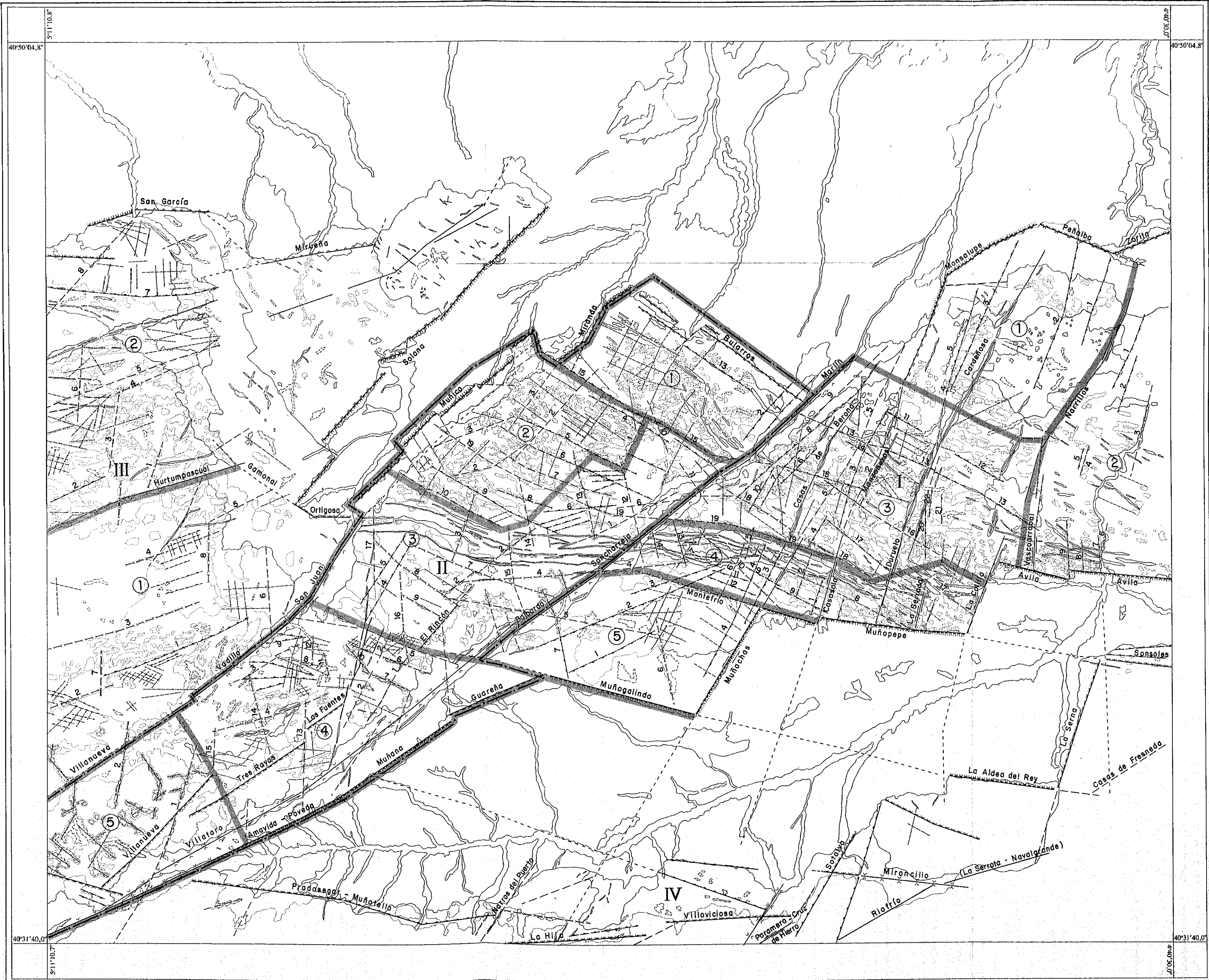
2.2 DESCRIPCION MORFOTECTONICA: LAS FRACTURAS.

El ámbito morfotectónico de nuestro trabajo se ciñe, dentro del contexto regional, a un área bien concreta del Sistema Central que hemos definido como el sector occidental del Bloque Cristalino de Avila, y la zona de contacto correspondiente de la Cuenca Sedimentaria del Duero, así como la fosa interior del Valle de Amblés.

La utilización de la mas avanzada tecnología en el tratamiento informático de imágenes digitales, (aspectos técnicos desarrollados en el capítulo correspondiente) ha permitido la formación de una cartografía precisa de la red de fracturas y afloramientos filonianos, que junto con una adecuada jerarquización y su valoración geomorfológica, constituyen la base de nuestra información morfoestructural.

Partiendo de los antecedentes bibliográficos, el trabajo de este capítulo ha consistido en la realización de un análisis integrado de los datos morfotectónicos, morfológicos y evolutivos derivados de nuestra propia información, lo que ha permitido ex-

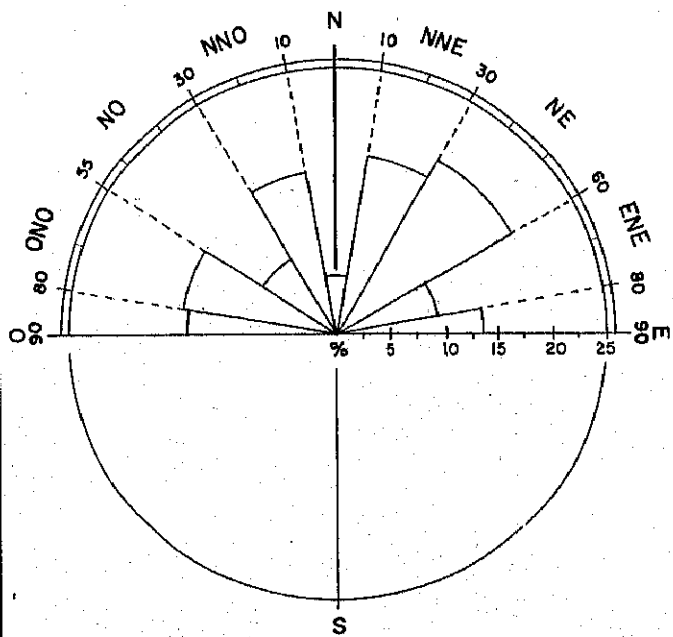
traer algunas consideraciones explicativas de la génesis y evolución morfoestructural del sector considerado.



LEYENDA

- Sistema de dirección NE (30°-60° Este)
- Sistema de dirección ENE (60°-80° Este)
- Sistema de dirección NNE (10°-30° Este)
- Sistema de dirección ONO (55°-80° Oeste)
- Sistema de dirección E-O (80°-100° E)
- Sistema de dirección NNO a NO (10°-55° Oeste)
- Sistema de dirección N-S (10° Oeste a 10° Este)

- Falla y fractura de primer orden
- Fractura de segundo orden
- Fractura de tercer orden



Cuadro estadístico de las fracturas

ZONA	UNIDAD	NOMBRE DE LA FALLA	Nº FRACTURA	AZIMUT
I		Zorita		72º
I		Peñalba		112º
I		Monsalupe		60º
I		Berlanas		23º
I		Marlín		45º
I		Plasencia Sanchorreja		52º
I		Balbarda		57º
I		Avila E		95º
I		Bascarrabal		8º
I		La Colilla		23º
I		Narrillos		40º
I		La Serrada		18º
I		Muñopepe		98º
I		Montefrio		106º
I		Duruelo		18º
I		Cardeñosa		30º
I		Casasola		17º
I		Manzaneros		30º
I		Muñochas		32º
I		Casas de Berona		38º
I		Muñogalindo		105º
I	1		1	20º
I	1		2	20º
I	1		3	25º
I	1		4	20º
(Fracturas menores cuantificadas 3)				
I	2		1	25º
I	2		2	20º
I	2		3	15º
I	2		4	17º
I	2		5	18º
I	2		6	12º
I	2		7	353º
I	2		8	356º
I	2		9	357º
(Fracturas menores cuantificadas 2)				
I	3		1	17º
I	3		2	28º
I	3		3	25º
I	3		4	32º
I	3		5	33º

I	3	6	470
I	3	7	300
I	3	8	500
I	3	9	500
I	3	10	300
I	3	11	1200
I	3	12	1200

I	3	13	1200
I	3	14	1200
I	3	15	1150
I	3	16	1280
I	3	17	1300

I	3	18	1200
I	3	19	1070
I	3	20	3600
I	3	21	3600
I	3	22	60
(Fracturas menores cuantificadas 16)			

I	4	1	180
I	4	2	180
I	4	3	280
I	4	4	240
I	4	5	150

I	4	6	250
I	4	7	300
I	4	8	1150
I	4	9	1200
I	4	10	1350

I	4	11	1100
I	4	12	1130
I	4	13	3450
I	4	14	3450
(Fracturas menores cuantificadas 13)			

I	5	1	650
I	5	2	680
I	5	3	720
I	5	4	850

I	5	5	1000
I	5	6	3490
I	5	7	3500
(Fracturas menores cuantificadas 17)			

II		Bularros	1270
II		Miranda	280
II		Muñico	470
II		Marlín	450
II		Plasencia Sanchorreja	520

II		Plasencia Balbarda	570
II		Villatoro	600
II		Guareña	700
II		Amavida-Poveda-Muñana	640
II		Muñico	450

II		Vadillo-San Juan	550
II		El Rincón	420
II		Las Fuentes	550
II		Tres Rayas	580
II		Villanueva	450

II	1	1	450
II	1	2	450
(Fracturas menores cuantificadas 12)			

II	2	1	250
II	2	2	450
II	2	3	400
II	2	4	1230
II	2	5	1150

II	2	6	1120
II	2	7	1100
II	2	8	1080
II	2	9	1150
II	2	10	1200
(Fracturas menores cuantificadas 14)			

II	3	1	620
II	3	2	520
II	3	3	200
II	3	4	320
II	3	5	350

II	3	6	850
II	3	7	1120
II	3	8	1240
II	3	9	1200
II	3	10	1600

II	3	11	1450
II	3	12	1670
II	3	13	1660
II	3	14	1680
II	3	15	1800

II	3	16	1770
II	3	17	1800
(Fracturas menores cuantificadas 19)			

II	4	1	330
II	4	2	300
II	4	3	600
II	4	4	750

II	4	5	1130
II	4	6	1100
II	4	7	1100
II	4	8	1000
II	4	9	800
II	4	10	1400

II	4	11	1650
II	4	12	1800
II	4	13	1800
II	4	14	1650
II	4	15	50
(Fracturas menores cuantificadas 32)			

II	5	1	180
II	5	2	100
(Fracturas menores cuantificadas 8)			

III		Solana	420
III		Ortigosa	900
III		Gamonal	1230
III		Villanueva-Vadillo-S.Juan	550
III		Hurtumpascual	750

III		Los Rondaes	750
III		Mirueña	800
III		San García	750
III		San García	1300

III	1	1	700
III	1	2	700
III	1	3	700
III	1	4	700
III	1	5	640

III	1	6	1770
III	1	7	20
III	1	8	20
(Fracturas menores cuantificadas 38)			

III	2	1	200
III	2	2	650
III	2	3	100
III	2	4	700
III	2	5	700

III	2	6	40
III	2	7	950
III	2	8	450
(Fracturas menores cuantificadas 31)			

IV		Pradosegar-Muñotello	980
IV		Narros del Puerto	450
IV		La Hija de Dios	960
IV		Villaviciosa	880

IV	La Paramera-Cruz de Hierro	600
IV	Sotalvo	300
IV	Mironcillo	980
IV	Riofrío(La Serrota-Navalgrande)	760
IV	La Aldea del Rey	980
IV	Casas de Fresneda	590
IV	La Serna	200
IV	Sonsoles	960

El conjunto de fracturas comprendidas en el área de estudio está formado por accidentes tectónicos de desigual importancia morfotectónica y significación geomorfológica; presentándose en superficie en un amplio abanico de direcciones, con una distribución espacial muy compleja y con efectos morfológicos de muy desigual entidad.

En orden a su importancia morfotectónica y adaptando la nomenclatura que en el sentido de magnitud, utiliza UBANEL, A.G. (1981) para la fracturación de un segmento del Sistema Central, hemos diferenciado tres categorías de fallas:

1 Fallas corticales

2 Fallas de primer orden

3 Fallas de segundo orden

Para una adecuada comprensión del texto, destacamos la acepción que hemos hecho del término "fractura", en la búsqueda de una mejor explicitación del contenido morfoestructural. En este sentido, hemos definido como tales, en sentido amplio, a todos los accidentes que no hemos descrito como fallas, aunque morfológicamente se puedan interpretar con pequeños desplazamientos (MATTAUER 1976), evidenciar escalones tectónicos, o haber dirigido importantes líneas de erosión diferencial. En su virtud, en la descripción de los elementos morfotectónicos, utilizaremos los términos "fractura, fracturación", en general, para todos los elementos de fracturación en su conjunto; y el mismo término en particular, para señalar líneas morfoestructu-

rales que no hayan sido descritas como fallas, aun cuando puedan representar accidentes de importancia geomorfológica. En orden a una mayor jerarquización de todos los elementos, hemos diferenciado dos categorías:

1 Fracturas de trascendencia geomorfológica mayor

2 Fracturas de trascendencia geomorfológica menor

En este sentido de magnitud no hemos incluido descripciones del diaclasado, que tendrá lugar en el apartado de la morfología granítica, limitándonos en el texto a destacar exclusivamente, algunas citas concretas; aun cuando se incluya la interpretación de su génesis, densidad, direcciones, etc. dentro del contexto estructural.

En el mapa morfoestructural realizado, se ha hecho una interpretación cartográfica de los elementos de fracturación y de los afloramientos masivos de la zona de estudio, cuya semiología gráfica responde a las diferentes formas de significación geomorfológica en el paisaje actual, considerando, en primer lugar, formas generadas directamente por las propias fallas o por su dinámica; en segundo lugar, formas estructurales asociadas con fracturas y con zonas de intenso diaclasado; en tercer lugar formas estructurales asociadas a diques y afloramientos masivos; y por último, se ha realizado la interpretación geomorfológica apoyada, no solamente en los factores constructivos tectónicos, sino también en la acción de los agentes morfogenéticos modeladores del relieve, que han actuado ininterrumpidamente a lo largo del tiempo.

La leyenda del mapa está formada por los siguientes elementos o tipos de formas: (Mapa en el anexo cartográfico)

1 Formas estructurales asociadas con fallas

- Escarpe original de falla (en falla normal)
- Escarpe original de falla (en falla inversa)
- Escarpe de línea de falla (en falla normal)
- Escarpe de línea de falla (en falla inversa)
- Depresión tectónica (en línea de falla)
- Escalón tectónico (en falla normal)
- Escalón tectónico (en falla inversa)
- Zona de tritución

2 Formas estructurales asociadas con fracturas de trascendencia geomorfológica mayor

- Pasillos de arenización en línea de fractura
- Escalón tectónico en línea de fractura
- Valle de fractura

3 Formas estructurales asociadas con fracturas de trascendencia geomorfológica menor

- Líneas de entalladura y organización de afloramientos masivos
- Escalón estructural sobre línea de fractura
- Zona deprimida (nava) favorecida por fracturas

4 Formas estructurales asociadas con diques y afloramientos graníticos masivos

- Serreta sobre dique
- Barra rocosa sobre dique

- Afloramientos masivos y pasillos de arenización

5 La información del mapa morfoestructural se completa con la siguiente simbología de carácter exclusivamente tectónico

- Falla en dirección
- Falla supuesta
- Buzamiento

En orden a su dirección hacemos notar que para los valores angulares se han medido los azimutes de su posición actual, no habiendo sido consideradas ni reconstruidas las posiciones relativas a su origen dentro de la Cadena Hercínica ni a la evolución de la Placa Ibérica a partir de la apertura del Atlántico.

Se han definido así los siguientes conjuntos que interpretamos como sistemas en virtud de su dirección, y que exponemos aquí en orden a su importancia morfoestructural dentro del espacio estudiado; dejando la interpretación cronológica para el capítulo evolutivo:

- 1 - Sistema de dirección NE (30º - 50º Este)
- 2 - Sistema de dirección ENE (60º - 80º Este)
- 3 - Sistema de dirección NNE (10º - 30º Este)
- 4 - Sistema de dirección ONO (55º - 80º Oeste)
- 5 - Sistema de dirección E - O (80º - 100º E)
- 6 - Sistema de dirección NNO a NO (10º - 55º Oeste)
- 7 - Sistema de dirección N - S (10º Oeste a 10º Este)

La distribución espacial hay que justificarla a través de la geocronología de los diferentes conjuntos considerando la génesis y su evolución posterior; teniendo en cuenta los sucesivos campos de esfuerzos que han actuado en los episodios orogénicos y la diferente respuesta ante éstos, de los distintos tipos de rocas afectadas en función de su posición a nivel estructural.

2.2.1 Sistema de dirección NE

- Fallas corticales. La falla de Plasencia.

La zona de estudio es atravesada en dirección NE por un accidente tectónico de primera magnitud a escala del Macizo Ibérico, que podemos considerar como articulador de la fracturación y de las unidades morfoestructurales de este sector occidental del Bloque Cristalino de Avila. Se trata de la falla de Alentejo-Plasencia (Plasencia-Messejana) en su extremo nororiental, en una lineación entre el Puerto de Villatoro y Monsalúpe.

Podemos decir inequívocamente que se trata de la fractura tardihercínica de dirección NE mas importante de la Península Ibérica. Su límite suroccidental se sitúa en la costa Atlántica en la región surportuguesa del Alentejo y tiene un recorrido conocido de 550 Km. hasta su extremo noroccidental en Monsalúpe, donde se sumerge bajo los materiales terciarios de la Cuenca del Duero. Dentro de la tectónica de desgarres tardihercínica, la falla de Alentejo-Plasencia forma parte del conjunto de fallas de

dirección principal NE, que es el mas numeroso e importante del Macizo Ibérico, y que cruzan o desplazan transversalmente a las estructuras de la Cadena Hercínica. Son fallas de profundidad cortical con desplazamientos en dirección que oscilan entre centenares de metros y varios kilómetros. Dentro del Sistema Central, aun cuando quedan fuera del ámbito de estudio, hay que reseñar dentro de este conjunto NE la falla Meridional del Sistema Central y la falla de Ciudad Rodrigo, además de considerar como una bifurcación de la de Plasencia la falla de Béjar - Alba.

La falla de Plasencia a lo largo de su recorrido presenta desplazamientos de 3 a 4 Km., aun cuando en la zona de estudio en el sector correspondiente al bloque de Avila (en la depresión de Sanchorreja) el desplazamiento horizontal es de 700 metros y el movimiento de desgarre sinestral. A lo largo de esta falla o en sus proximidades intruye el dique básico del mismo nombre, cuya edad es muy posterior (Jurásico Inferior o Medio).

A escala peninsular, este accidente, que deja de ser visible a partir del bloque cristalino de Avila, al quedar oculto por los sedimentos terciarios de la Cuenca del Duero, se prolonga con toda probabilidad bajo estos materiales, en dirección a Madrigal de las Altas Torres y Santa María la Real de Nieva, para dirigirse hacia las Sierras de Cameros y de La Demanda.

El tramo comprendido en el Bloque de Avila, formando la lineación Puerto de Villatoro - Monsalúpe tiene una longitud de 43 Km. presentando el perfil de la figura 9 . Conforman en su

trazado un accidente deprimido del que pueden identificarse tramos con diferente significado estructural.

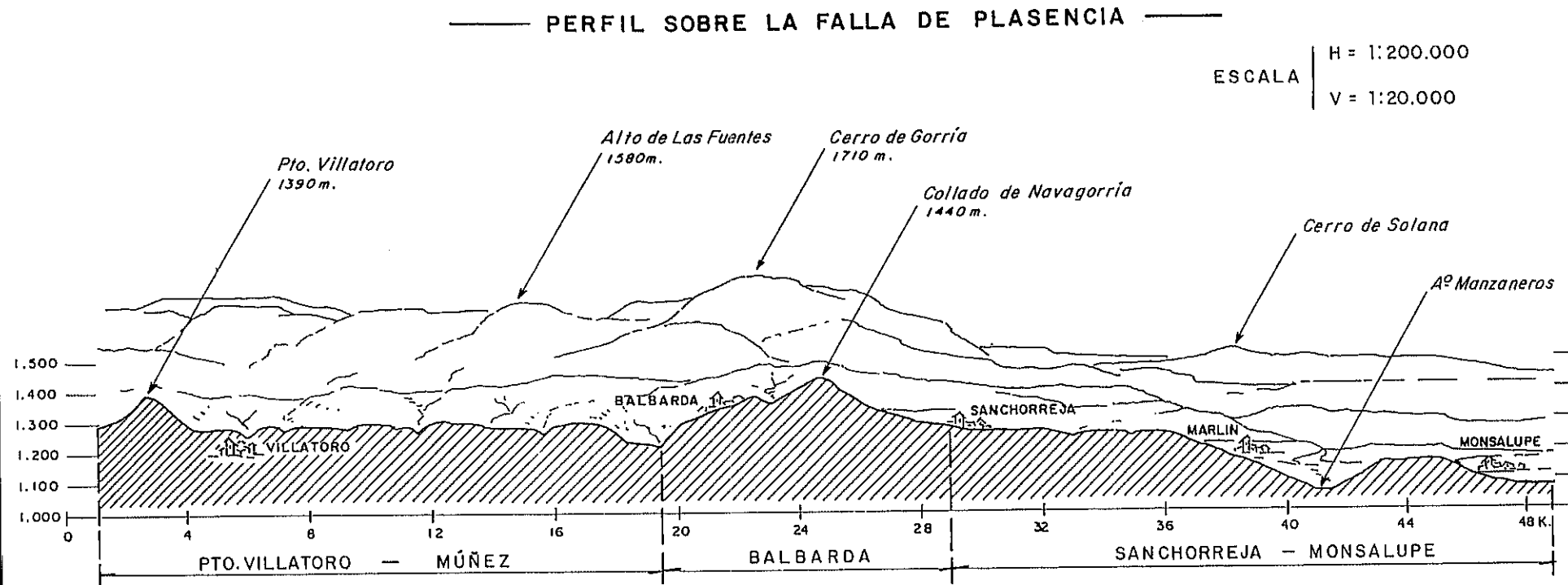


Fig. 9 Corte estructural. Escala horizontal 1:200.000

En sentido SO - NE podemos distinguir tres tramos:

- a) Puerto de Villatoro - Múñez
- b) Central o de Balbarda
- c) Sanchorreja - Monsalupe

a) Tramo Puerto de Villatoro - Múñez. La falla tiene su entrada en nuestro trabajo desde el valle del Corneja con una dirección de 60º Este configurando una morfología deprimida a 1390 m. de altitud entre el relieve de La Serrota (cerro Pelado 1986 m.) y el altiplano de Villanueva del Campillo (Peña Bermeja 1550 m.),

formando el Puerto de Villatoro. Desde este punto y hasta Múñez (16 Km.) mantiene una dirección NE entre 60° - 58° Este.

El movimiento sinistral en este tramo se ha estimado en 500 - 650 metros cuantificados en el desplazamiento sufrido por el dique sienítico de Las Fuentes en el sector de Amavida. La falla en todo este sector ha sufrido esfuerzos tectónicos posteriores a través de fracturas de dirección ONO y NNE visibles en diferentes desplazamientos del dique diabásico intruido en la misma.

En los propios materiales del dique y en las granodioritas adyacentes se ha generado una zona de trituration a lo largo de la falla que desarrolla en torno a los 1000 m. de ancho dando una forma lineal deprimida que rompe morfológicamente los escarpes y las rampas del bloque cristalino. Dentro de esta zona deprimida destacan en forma de serreta o resaltes muy degradados, algunos afloramientos del núcleo central gabroide (mas coherente) del dique. Por todo ello conviene destacar en este sector, en términos morfológicos, por una parte, la zona deprimida ya descrita labrada por la degradación de los propios materiales del dique diabásico y granitos afectados por la falla, y por otra, los escarpes generados en el bloque cristalino por el rejuego vertical de esta falla durante el Alpino y que limitan este sector occidental de la fosa del Amblés.

En la zona entre el Puerto de Villatoro y la localidad del

mismo nombre (Fig. 10) forma un valle encajado profundamente, por donde discurre adaptado a la fractura el río Adaja, con dos vertientes bien desarrolladas, la Norte labrada en el borde del bloque cristalino de Avila y la Sur sobre La Serrota. La Norte forma un escarpe de 400 metros de salto con una pendiente del 20% situándose la línea superior de ruptura de pendiente a 1600 m. de altitud sobre la línea de escarpe de falla de Villanueva. La vertiente Sur forma un escarpe en La Serrota con pendientes de hasta el 40% y una diferencia de altitud de 500 metros.

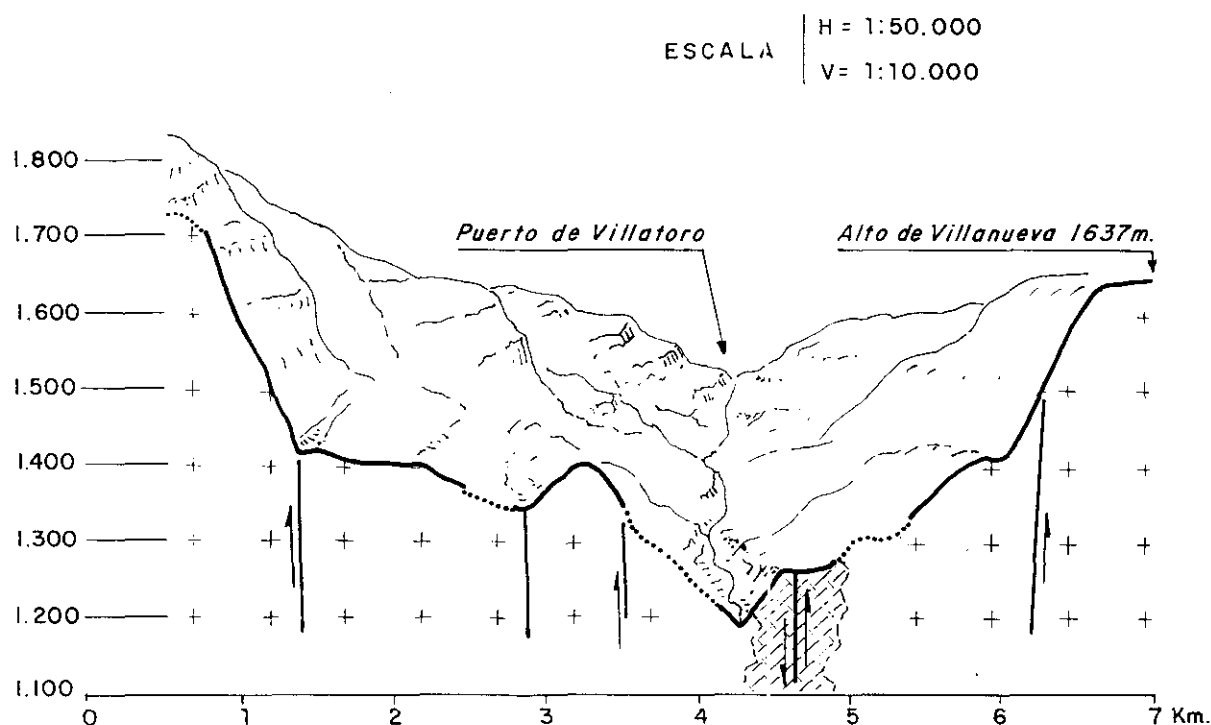


Fig. 10 Falla de Plasencia. Corte morfoestructural en Villatoro.

En la zona del Macizo de Las Fuentes (cerro de las Tres Rayas), entre Villatoro y Múñez, la zona de trituración se sitúa

en la base de la vertiente produciendo una entalladura morfológica, quedando hacia la Fosa del Amblés unos relieves en culminación plana entre la falla y la fosa tectónica, situados a 1250 - 1300 metros de altitud; y hacia la línea de cumbres un fuerte desnivel topográfico entre los 1250 m. y los 1680 m. de altitud cuyo perfil asciende en graderío y en el que podemos definir dos tramos distintos (Fig. 11), el inferior tendido suavemente hasta los 1440 metros con una pendiente del 11 % y el tramo superior con un escarpe de hasta el 40% de pendiente, ambos tramos escalonados por fracturas.

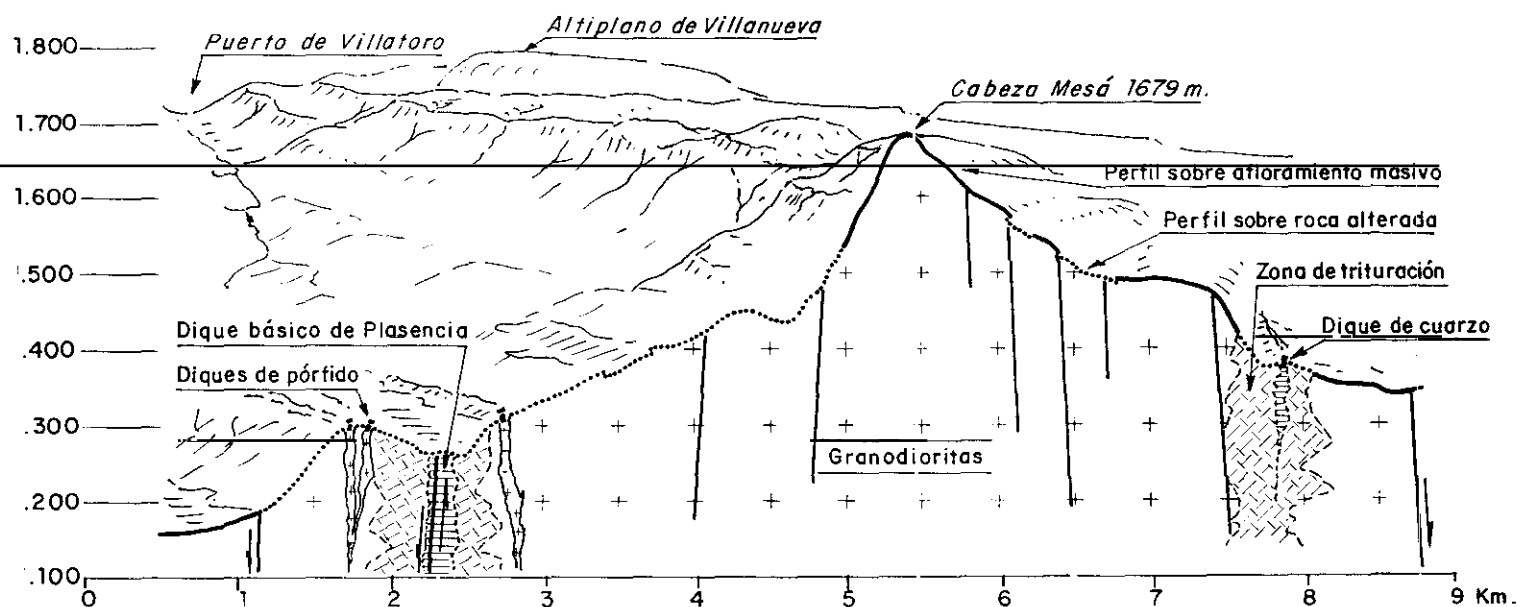


Fig.11 Corte morfoestructural en Amavida. Falla de Plasencia.

b) Tramo central o de Balbarda. En este tramo (7 Km.) entre Múñez y el collado de Navagorria, la dirección es de 57º E. y genera una banda de trituración entre los 500 y 800 metros de anchura.

En su trayectoria asciende desde los 1200 m. al Norte de Múñez, hasta los 1430 del collado de Navagorria, formando una zona deprimida que sirve de enlace entre el bloque basculado de Sanchicorto - Bezojimeno y el Macizo de Cerro Gorria.

Al SO de Balbarda el dique diabásico está desplazado por varias fracturas de dirección NNO que han servido de vías de debilidad para los agentes morfogenéticos que han desarrollado valles encajados a los que se han adaptado los barrancos de la vertiente hacia el Amblés. El corte de la Fig. 12 muestra el ascenso escalonado estructuralmente desde el Valle de Amblés que

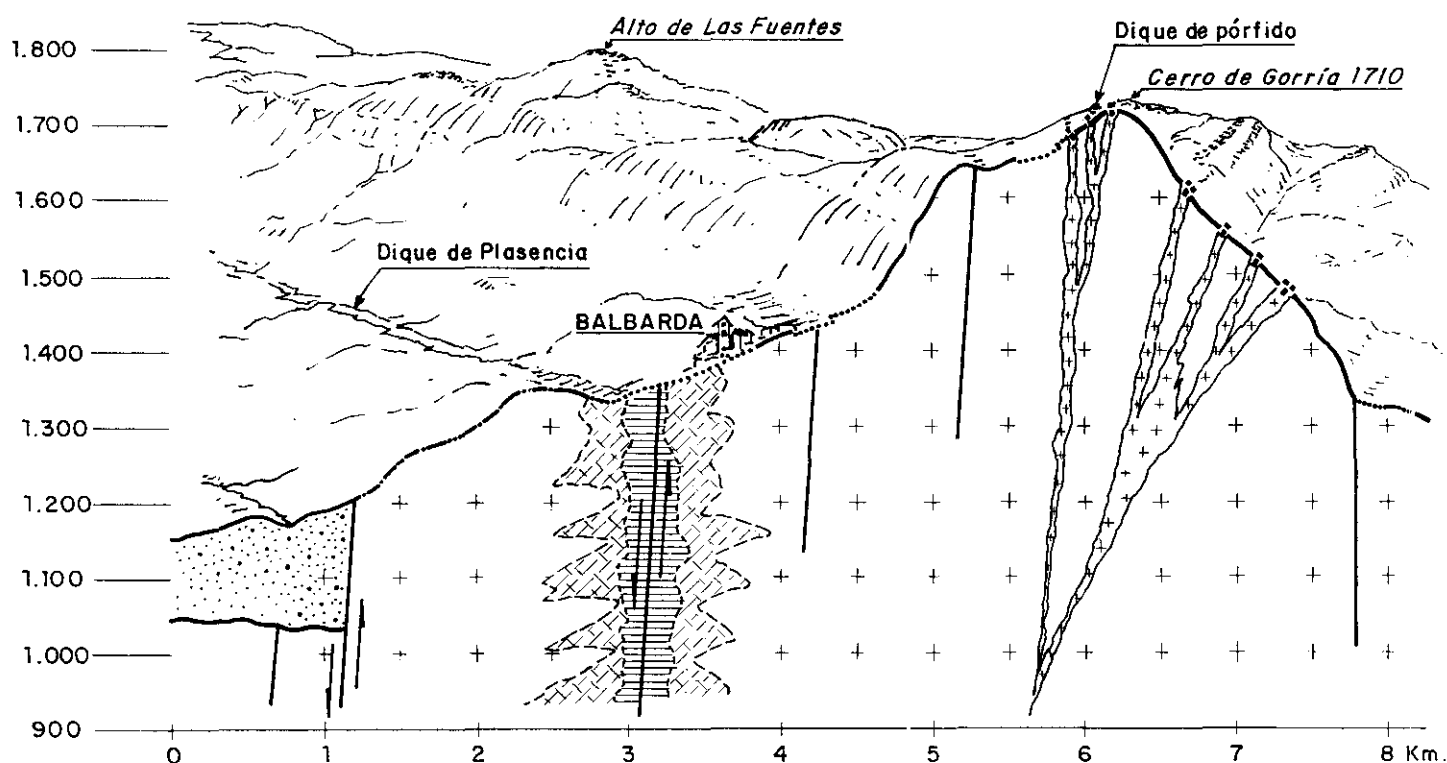


Fig. 12 Corte morfoestructural en Balbarda. Falla de Plasencia.

genera un escarpe en graderío hasta la superficie de la rampa de Sanchicorto en su sector de menor amplitud, en Oco; con una altitud de 1380 metros. La depresión de Balbarda sobre la banda de trituración rompe la morfología del escarpe y genera un perfil en rampa con un 9% de pendiente hasta su ruptura en la base del macizo de Cerro Gorría donde forma un escarpe del 28% de pendiente hasta los 1640 metros de altitud.

c) Tramo de Sanchorreja - Monsalupe. Este tramo de 20 Km. se desarrolla en una dirección de 52° Este en el Valle de Sanchorreja y de 45° E. en la depresión de Marlín quedando fosilizada la falla entre este punto y Monsalupe, aun cuando se puede seguir a través del escarpe de falla en el borde del Bloque Cristalino. El movimiento en dirección sinistral de la falla en la zona de Sanchorreja es de 700 metros cuantificado en el desplazamiento de los diques de pórfido de dirección E - O del haz de Canto Cachado en dirección a Cerro Gorría.

En esta misma zona la falla ha sido afectada transversalmente por fracturas de los sistemas E-O a ONO, NO y NNO que han desplazado el dique diabásico, desconectándole del rejuego posterior de la falla durante el Alpino. Así la morfología generada por la falla en esta zona de Sanchorreja se muestra como una depresión tectónica con una anchura de fondo entre 500 y 700 metros (Fig. 13), drenada por el arroyo de Bularros, que en el

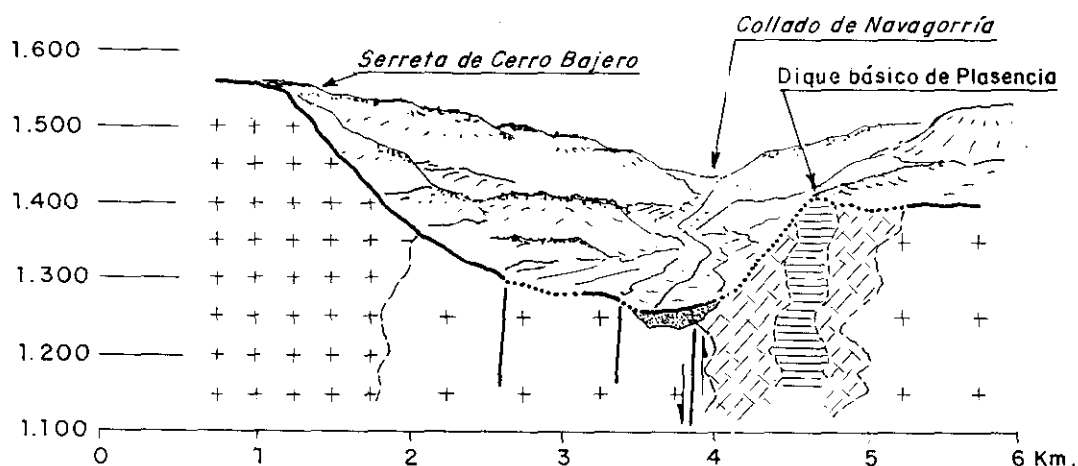


Fig.13 Falla de Plasencia. Corte morfoestructural en Sanchorreja.

sector entre el collado de Navagorría y Sanchorreja se desarrolla sobre la zona de tritución del dique diabásico, que presenta en el centro de la misma alguna forma de resistencia correspondientes al afloramiento de la zona gabroide central del dique; la morfología de las vertientes, en sentido transversal al valle, presenta serretas y formas de resistencia correspondientes a los diques de pórfido que han sido desplazados por la falla.

Al Norte de Sanchorreja (en la zona de Valserrado) la depresión se adapta al rejuego posterior de la fractura quedando el dique diabásico desplazado hacia el Noroeste, donde constituye un resalte de 120 a 150 metros de altura sobre el fondo del valle, formando la serreta de Berroco Palomo a lo largo de 4 Km.

La depresión de Marlín se define al Norte de la zona de Valserrado, zona ésta, donde la falla es afectada por fracturas de dirección ONO que interrumpen la gran depresión y a las que se adaptan los barrancos de Bularros y Valserrado organizando el drenaje de la salida del valle, en dirección perpendicular a la falla. Así la depresión de Marlín, al Norte de Valserrado, se desconecta del valle de Sanchorreja y forma una entalladura o zona deprimida desarrollada de nuevo sobre la banda de trituración que rompe la continuidad morfológica de la rampa granítica en ese sector de borde del bloque cristalino (Fig.14). Este corte morfoestructural presenta un escalonamiento en graderío, a través de fracturas paralelas a la propia falla que hemos considerado que forman la zona de discontinuidad entre la rampa de Martiherrero y la de Altamiro. Entre Marlín y Monsalupe el gran accidente tectónico queda fosilizado, a 1050 metros de altitud, por los sedimentos terciarios. quedando visible el escarpe de falla de Monsalupe con 140 m. de desnivel y pendiente del 35% que forma el borde del Bloque Cristalino de Avila con la Cuenca del Duero.

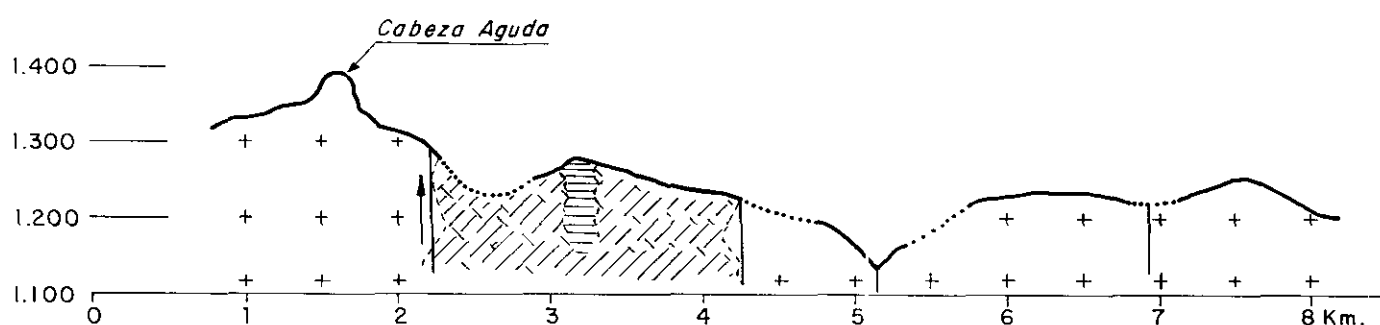


Fig.14 Corte morfoestructural. Falla de Plasencia en Marlín

- Fallas de primer orden.

Se reconocen en la zona de estudio dos fallas con esta entidad, la de Vadillo de la Sierra - Muñico (al Oeste de la de Plasencia) y la de La Paramera - Cruz de Hierro. Son accidentes de primera magnitud pero de ámbito regional dentro del Sistema Central y posiblemente de menor profundidad que la de Plasencia, por lo cual no se las ha considerado corticales. Pertenecen al mismo conjunto tectónico de dirección NE que la de Plasencia, y forman con ésta los límites de los bloques tectónicos tardihercínicos de nuestro sector. Podemos distinguir tres bloques tectónicos que se desarrollan en el sentido NE, siguiendo la dirección de las fallas limitantes: El Noroccidental limitado por las fallas de Alba de Tormes (fuera de la zona de estudio) y la falla de Vadillo - Muñico del que forma parte dentro de nuestro trabajo la Rampa de Mirueña; el bloque central que

constituye el sector de la Sierra de Avila propiamente dicha, limitado por las fallas de Vadillo - Muñico y la de Plasencia; y el bloque Suroccidental limitado por la de Plasencia y la falla de La Paramera, donde se sitúa el Valle de Amblés y el sector correspondiente del bloque cristalino de Avila. Todas ellas han rejugado en los tiempos alpinos enmascarando así las grandes líneas tardihercínicas.

- Falla de Vadillo - Muñico.

Es visible a lo largo de 28,5 Km. desde el Oeste de Vadillo hasta el escarpe de las Casas de Miranda. Tiene una dirección de 55° Este entre Vadillo y San Juan del Olmo girando a 35° E. en Ortigosa situándose en la depresión de Muñico entre 45° y 53° E.

Al Oeste de Vadillo la falla no es posible identificarla por estrias de falla o desplazamientos horizontales, sí aporta en cambio elementos morfológicos inherentes a una gran fractura como es el cambio morfológico en los afloramientos masivos de granodioritas, y una entalladura con un cambio de pendiente generalizado en una alineación Vadillo - Villanueva que interpretamos como el rejuego posterior de la falla y que limita estructuralmente el Horst de la Sierra de Avila en el sector de Villanueva del Campillo, con el bloque basculado de la rampa de Mirueña. Entre Vadillo y San Juan del Olmo forma un corredor tectónico deprimido (Fig. 15) desarrollado sobre una zona de trituración por cataclasis y constituye el límite del Horst de la Sierra de Avila con la rampa de Mirueña generando un escarpe de

canchales (en la vertiente del horst) de mas de 120 metros de salto y el 20% de pendiente. Desde San Juan del Olmo hasta Miranda, la falla tiene lugar en los materiales metamórficos (porfiroblásticos) de la unidad de Mirueña.

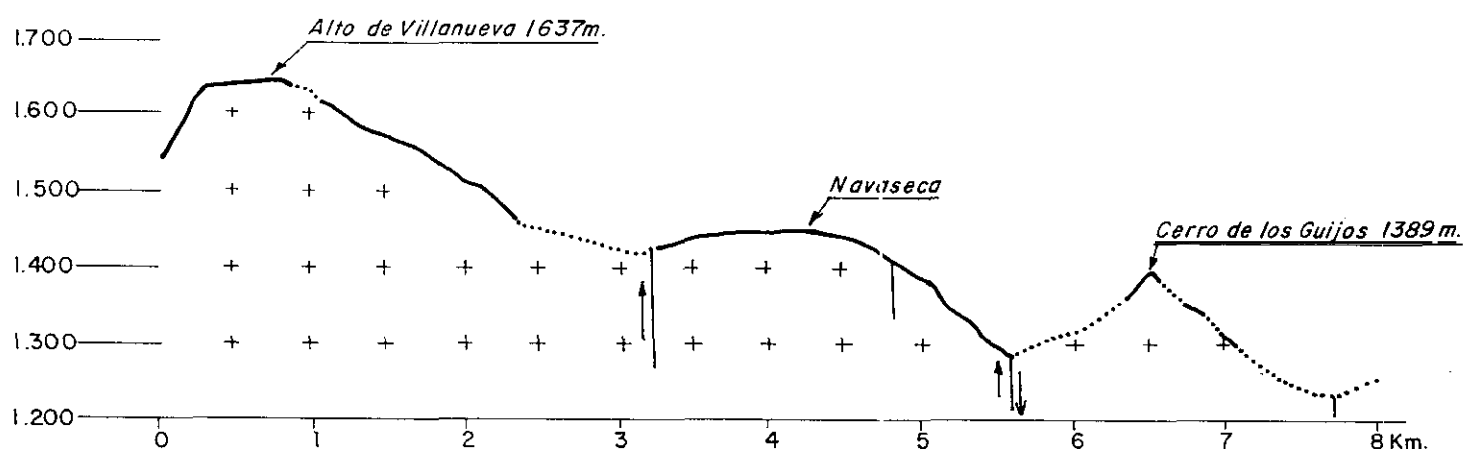


Fig.15 Corte morfoestructural. Falla de Vadillo de la Sierra

Desde San Juan a Ortigosa aprovechando la línea de falla, se ha encajado un barranco profundo en el contacto entre las granodioritas del Horst y los esquistos porfiroblásticos de la rampa de Mirueña por donde discurre encajado el río Almar en su tramo por el horst serrano.

En el sector de Muñico, la falla ha sufrido pequeños movimientos de desgarre solidarios con la de Plasencia y ha sido interceptada por fracturas posteriores de dirección NO y ONO,

creando discontinuidades en la falla que han facilitado la evolución posterior dentro del rejuego de todo el conjunto en el ciclo Alpino, que concluye con la formación de la fosa tectónica de Muñico. Presenta esta fosa un pasillo sedimentario de 2,5 Km. de ancho limitado por dos escarpes de falla (Fig.16) el Noroccidental que limita el sector metamórfico de Mirueña y los relieves

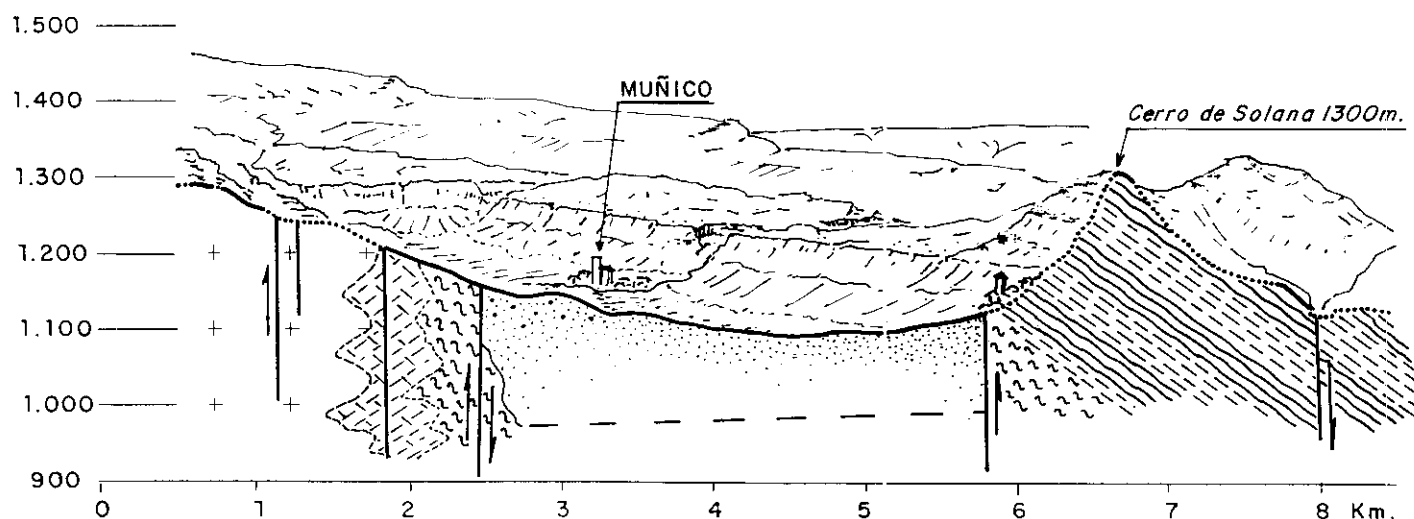


Fig.16 Corte morfoestructural. Fosa de Muñico.

de Solana, al Oeste de Muñico, desarrollado sobre la falla inversa con buzamiento NO de 45°; y el Suroriental que sirve de límite al sector correspondiente de la rampa de Altamiro, sobre falla normal y 45° - 50° de buzamiento NO. El cierre de la fosa por el SO presenta un escarpe de línea de falla en Ortigosa de Rioalmar generado sobre una fractura de dirección E-O proveniente del sector de diques de Valdecasa y Cerro Gorriá, y de difícil identificación a lo largo de las rocas metamórficas.

- Falla de La Paramera - Cruz de Hierro.

En el ámbito de estudio solamente se sigue este accidente en las proximidades de Sotalvo y Mironcillo a lo largo de 4,5 Km. en el límite de La Paramera con el Valle de Amblés.

Es una falla reconocida desde Navarredonda de la Sierra (al SO de la zona de estudio en el Macizo de Gredos) hasta Mironcillo donde desaparece fosilizada por los sedimentos terciarios del Valle de Amblés dentro del ámbito de nuestro trabajo. Es una falla de cizalla con movimiento sinistral a lo largo de La Paramera, intruida en nuestra zona (el tramo al SE de Sotalvo) por un dique de cuarzo, que queda en resalte al igual que el intruido en la misma fractura en el sector de Navarredonda. En los tiempos Alpinos ha rejugado en la vertical junto con otras fracturas de menor magnitud que han originado una morfología asociada a esta estructura, en este tramo de Sotalvo, con la formación de una zona deprimida adaptada a la dirección de 60°, donde se ha encajado el río Picuezo en su tránsito por los materiales graníticos de La Paramera y un escarpe de falla al SE de Sotalvo que forma la vertiente situada entre esta localidad y Mironcillo. El tramo de esta falla a partir del límite oriental del Valle de Amblés (fuera de nuestro trabajo) denominado de la Cruz de Hierro fué asociado a la misma por UBANELL, A.G. (1977). Ciertamente su continuidad no es reconocible a través del Valle de Amblés ni de los accidentes alpinos de sus bordes, no obstante podría considerarse como tal a una fractura visible con una dirección de 59°. Este que pasa por las Casas de Fresneda al Este de Sierra de

Yemas y que podría haber sido desplazada en la zona de Casas de Gormaz por la fractura de dirección ONO, generadora en el rejuego alpino, del escarpe de Aldea del Rey.

- Fracturas.

El ámbito de fracturas en esta dirección NE se restringe al Horst de la Sierra de Avila y en torno a la falla de Plasencia en la depresión de Sanchorreja y Marlín. En el horst hay varias fracturas de trascendencia geomorfológica mayor, la mas importante cruza todo el macizo de Cerro Gorría, rompiendo los diques de pórfido, y en la que se ha encajado el valle de Narrillos del Rebollar; las restantes fracturas representan escalones en graderío adaptados a las curvas de nivel de la vertiente Norte del Macizo. De trascendencia morfológica menor puede considerarse toda la fracturación que genera la distribución de los afloramientos masivos en el Macizo de Gorría y la rampa Norte (de Altamios) que forma un gran reticulado junto con las del sistema ONO.

Las fracturas menores y el diaclasado es muy denso, condicionando y dirigiendo la morfología granítica prácticamente de todo el bloque cristalino. En la depresión de Sanchorreja - Marlín, a ambos lados de la falla de Plasencia existen fracturas que entallan escalones tectónicos en ambas vertientes que ascienden hasta el nivel de las rampas de Martiherrero y de Altamios.

2.2.2 Sistema de dirección ENE

- Fallas de segundo orden.

Son fallas de indudable significado estructural (aunque no hayan tenido movimientos de desgarre) puesto que han polarizado esfuerzos distensivos con la intrusión de diques, y en el alpino, han rejugado con movimientos en la vertical, constituyendo semihorsts a lo largo de los bloques tectónicos. Son fallas de menor profundidad como lo demuestra la litología de los diques intruidos, no configuran además bloques tectónicos individualizados aunque son reconocibles a lo largo de decenas de kilómetros. Se localizan de forma intermitente siguiendo líneas de dirección entre los 60° y los 80° Este. Podemos identificarlas como fallas del sistema NE-SO de 75° de UBANELL, A.G. (1981) para el sector estudiado. Nuestra interpretación en dirección, las sitúa en un sistema ENE coincidente con la línea de debilidad cortical que ha generado las fosas intramontañosas en este sector del Sistema Central, incluyendo obviamente la del Valle de Amblés.

Reconocemos dentro de este sistema cuatro unidades:

- Falla de los Rondaes
- Falla de Hurtumpascual
- Falla de Villatoro - Guareña
- Falla de Riofrío

- Falla de los Rondaes.

Tiene una dirección de 75° Este y se localiza en la rampa de Mirueña entre las localidades de Mirueña de los Infanzones y Santa García de Ingelmos. La longitud puede estimarse en 20 Km. observándose de forma intermitente fuera ya del ámbito de

estudio. El tramo estudiado tiene 7 Km. y afecta a las granodioritas y al granito de dos micas de San García de Ingelmos; intruye un dique de cuarzo creando una morfología de serreta característica en el paisaje. Esta falla puede alinearse con la que hemos denominado de Mirueña y que pone en contacto los materiales de la serie siderolítica paleocena de la Cuenca del Duero con los esquistos porfiroblásticos del zócalo en una dirección cercana a los 80° Este.

- Falla de Hurtumpascual.

Tiene una dirección de 75° Este, y afecta al conjunto granodiorítico de la rampa de Mirueña, situándose a 500 metros al Sur de Hurtumpascual en una longitud de 8 Km. En esta zona genera una entalladura en la base de un escalón estructural que se sitúa a 1280 metros de altitud y que forma el primer semihorst importante en el ascenso de esta rampa en graderío hasta el Horst de la Sierra de Avila. En su sector mas occidental intruye un dique de cuarzo con morfología en serreta. No ha sido reconocida a través de los materiales metamórficos de la unidad de Muñico.

- Falla de Villatoro-Guareña.

El contacto de los materiales arcóscicos de la fosa del Amblés con el bloque cristalino, en la base del horst de la Sierra de Avila, tiene lugar a través de una falla con una dirección de 64° Este (70° Este en la zona de Guareña) que ha rejugado en la vertical en los tiempos alpinos y ha generado un escarpe de falla normal a lo largo de 16 Km. En la zona de Guareña el escarpe puede interpretarse como de línea de falla que

se disipa y conecta con una fractura de 65° Este del bloque basculado de Sanchicorto-Bezojimeno, que presenta un escalón tectónico de mas de 20 metros en el ascenso en graderío hacia el Macizo de Cerro Gorría (Fig.17)

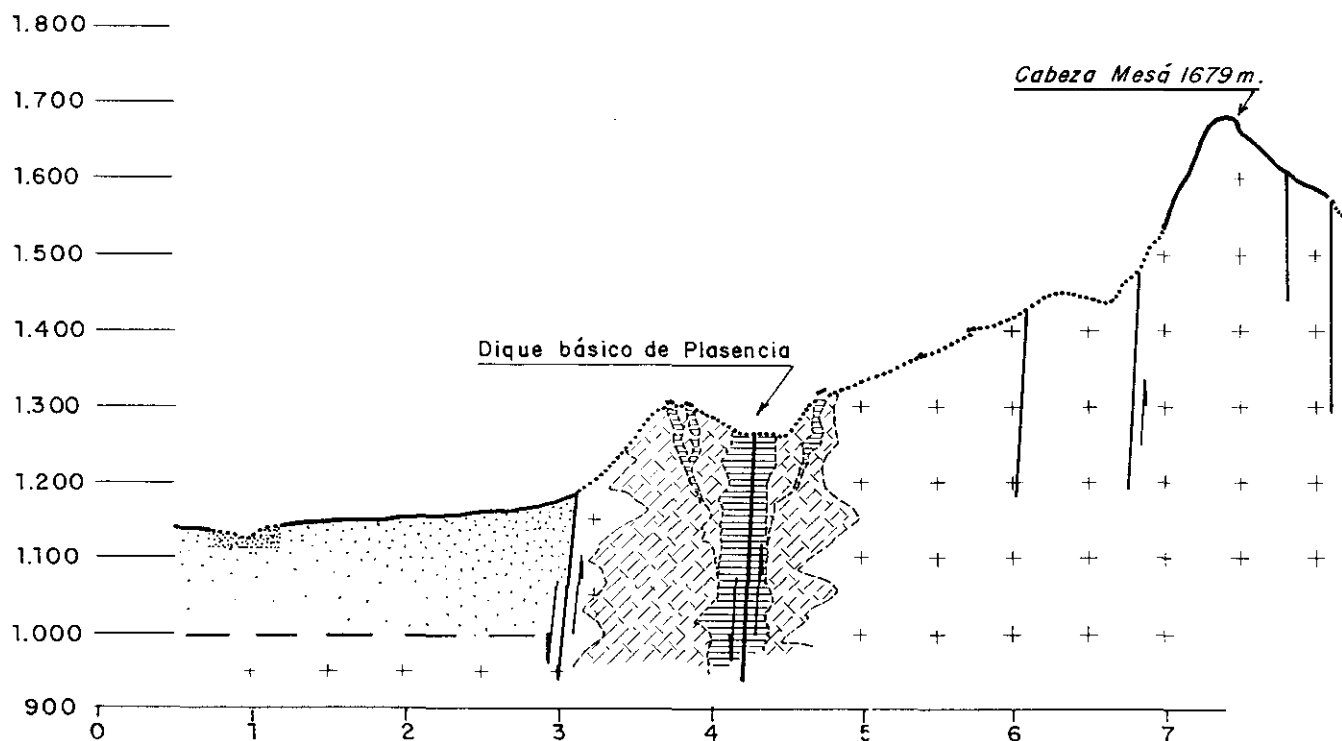


Fig.17 Corte morfoestructural. Sector de Balbarda.

- Falla de Riofrío.

Se ha identificado como tal a un tramo de 8 Km. desconectado de la falla de La Serrota-Becerril, en la zona de Riofrío, dentro de La Paramera. Tiene una dirección entre 61° y 76° Este siguiendo una línea diagonal a través del valle de Riofrío. No hemos observado indicios de movimientos tanto verticales como horizontales aun cuando en este sector podemos asociarla a la génesis del valle de Riofrío y del collado de Cabañas que forma el límite de la Sierra de Yemas con la rampa hacia La Paramera, (Fig. 18).

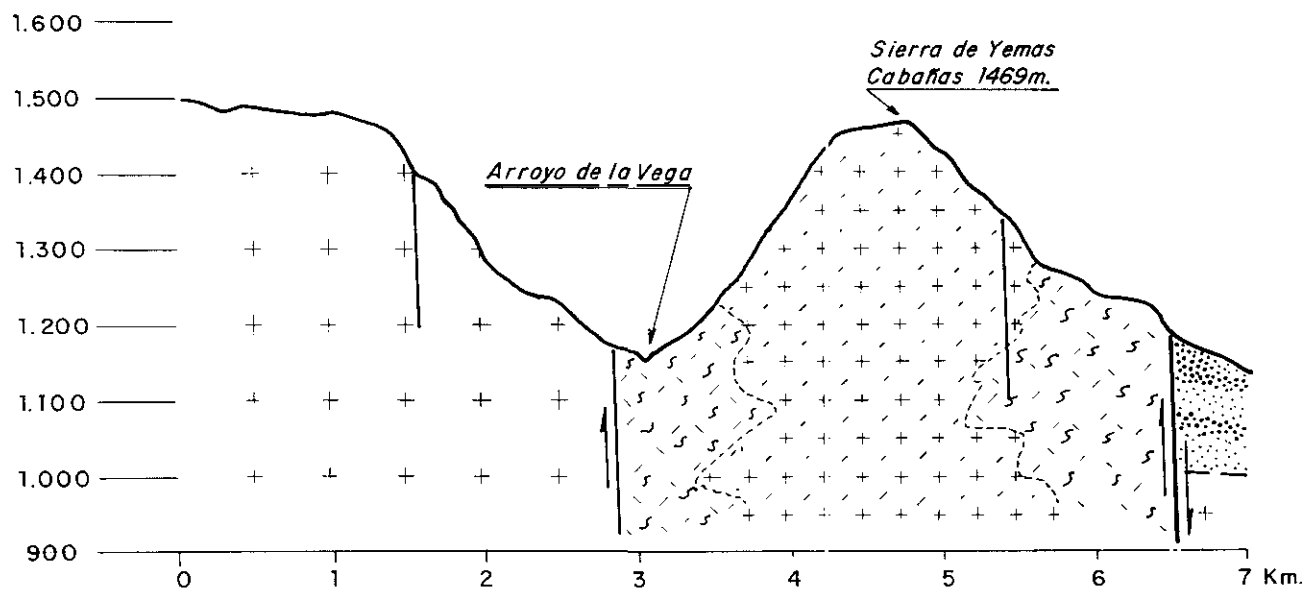


Fig. 18 Corte morfoestructural. Valle de Riofrío.

- Fracturas.

Se localizan principalmente en el bloque tectónico correspondiente a la rampa de Mirueña y ocasionalmente se identifican dos fracturas en la rampa de Sanchicorto en el bloque tectónico de Avila. Las fracturas de la rampa de Mirueña estructuran el ascenso de la misma hasta el altiplano de Villanueva del Campillo (en el horst de la Sierra), con escalones tectónicos progresivos a través de las de trascendencia morfológica mayor, correspondiendo las de mayor entidad a las mas próximas a la falla de Vadillo (del sistema NE), es decir de mayor magnitud cuanto mas cerca del horst principal de la Sierra. El resto de las fracturas son de trascendencia geomorfológica menor, restringida a grandes conjuntos de afloramientos masivos pero de muy poca influencia en la morfología local, puesto que la estructura general de los

granitos es de dirección NE. Hay que destacar que a esta dirección tampoco se ha adaptado la red hidrográfica cuaternaria que vierte al Tormes.

En la rampa de Sanchicorto-Bezojimeno se han identificado dos fracturas de trascendencia mayor que pueden alinearse con la falla de Villatoro - Guareña y que escalonan la rampa hacia el collado de los Riscos de Montefrío en una dirección sesgada respecto a la de los afloramientos masivos que se definen por los sistemas NE y ONO.

2.2.3 Sistema de dirección NNE.

- Fallas de segundo orden.

Son fallas de gran importancia estructural dentro del bloque cristalino de Avila aunque su desarrollo (en el sector estudiado) se limita al bloque tardihercínico limitado por la falla de Plasencia y la de La Paramera-Cruz de Hierro. Son un conjunto de fallas comprendidas en una dirección entre los 100° y 300° Este que atraviesan el bloque cristalino en el sector entre Avila y la falla de Plasencia (rampa de Martiherrero) y que en algunos casos continúan bajo los sedimentos terciarios de la fosa del Amblés. La longitud visible observada en estas fallas, a lo largo del bloque cristalino, es de 15 Km. pudiendo prolongarse mas de 10 Km bajo los sedimentos del valle de Amblés. No son fallas muy profundas y corresponden a fracturas de tensión, intruidas por diques de cuarzo, que han sido generadas en un proceso tardío

dentro del movimiento sinistral de todo el bloque, constituyendo las líneas de debilidad cortical que han facilitado la deformación de los materiales situados entre ellas y el movimiento en la vertical con una tectónica de horst y graben durante los esfuerzos Alpinos.

Han sufrido movimientos de desgarre en sentido sinistral observables en el desplazamiento de los diques de pórfido de dirección E-O de la zona de Duruelo - La Colilla.

Reconocemos las siguientes fallas:

- Muñochas - Casas de Berona
- Casasola - Manzaneros
- Duruelo - Cardeñosa
- La Serrada
- La Colilla - Narrillos

- Falla de Muñochas-Casas de Berona.

Este accidente puede observarse a lo largo de 14 Km. desde las proximidades de Muñogalindo en el Valle de Amblés hasta Marlín en las proximidades de la Cuenca del Duero, atravesando todo el bloque cristalino. A través de la morfología que presenta a su paso, se distinguen tres tramos que van asociados a la propia historia geoestructural de este sector del bloque correspondiente a la Rampa de Martiherrero. El tramo Norte entre Casas de Berona y Los Cerrillos de Jardomingo presenta una fractura intruida por un dique de cuarzo que forma un relieve de resistencia que se sitúa entre los 1390-1382 metros de altitud y forma la alineación altitudinal que limita por el Oeste la Rampa

de Martiherrero. El tramo central atraviesa el macizo de Canto Cachado formando el collado de Adijos a 1410 metros desplazando en sentido sinistral a los diques de pórfido de dirección E-O que ascienden a Canto Cachado. El tramo Sur, forma el escarpe de falla de Muñochas (ruptura de pendiente superior a 1280 metros) con un salto de 130 metros limitando bruscamente el ascenso en graderío de la rampa hacia Bezojimeno. A partir del escarpe de Muñogalindo (hacia el Sur) es fosilizada por los sedimentos del Valle de Amblés en la dirección de Salobralejo y Baterna.

- Falla de Casasola-Manzaneros.

Se puede identificar de Sur a Norte a lo largo de 11,5 Km. desde el escarpe de Muñopepe (en el Valle de Amblés) hasta las proximidades del escarpe de la falla de Monsalupe (en la Cuenca del Duero). Se diferencian dos tramos, uno, al Norte de Casasola entre esta localidad y Manzaneros, que presenta una fractura intruida por un dique de cuarzo en resalte morfológico; y el otro, al Sur de Casasola hasta el escarpe del Valle de Amblés, desplazando en su recorrido, en sentido sinistral, al haz de diques de pórfido del sector de Duruelo entallando en los mismos el collado del camino de Casasola a Padiernos a 1325 m. de altitud. La continuidad de esta fractura se supone bajo los sedimentos del Valle de Amblés al menos hasta su contacto con los relieves de La Paramera.

- Falla de Duruelo-Cardenosa.

Desde el Este de Muñopepe (en el escarpe de falla del Valle

de Amblés) hasta el Oeste de Cardenosa se identifica esta fractura a lo largo de 15 Km. En el sector de Duruelo ha sufrido movimientos sinestrales desplazando el enjambre de diques E-O y entallando un escalón tectónico a los 1230 metros de altitud en el ascenso en graderio hacia Canto Cachado.

Intruye un dique de cuarzo que desde el Norte de Duruelo y hasta Cardenosa es el de mayor entidad de todo este sistema de fallas, destacando morfológicamente como relieve de resistencia que define además topográficamente el perfil mas alto de la rampa de Martiherrero en su sector central, sirviendo de divisoria de aguas hacia el Este a los tributarios del Adaja y hacia el Oeste a los del Berlanas.

- Falla de La Serrada.

Tiene la menor entidad y significado morfoestructural de todo el sistema, localizándose desde el borde del bloque cristalino en La Serrada hasta las proximidades de Martiherrero. En su recorrido desplaza sinestralmente al conjunto de diques de pórfido de dirección E-O, significando un escalón estructural en este sector de La Serrada (a 1250 m. de altitud) en el ascenso progresivo de todo el bloque de Martiherrero en dirección Oeste.

- Falla de La Colilla-Narrillos.

En su totalidad tiene 15 Km. desde el escarpe de la Venta de Pinilla (en el Valle de Amblés) hasta el afloramiento metamórfico de Mingorría. Hay que distinguir dos sectores, el de La Colilla, al Sur, y el de Narrillos al Norte, ambos desconectados por el

afloramiento de granito cataclástico del enclave de Peñarrubia. El tramo de La Colilla se ha movido horizontalmente en sentido sinextral, desplazando el haz de diques de pórfido, y verticalmente en los tiempos alpinos generando un escarpe de falla en parte fosilizado y enmascarado por los sedimentos terciarios del Amblés que interpretamos con entidad de escalón tectónico, el primero y mas oriental en el ascenso en graderío de la rampa (y del haz de diques de pórfido) hacia Canto Cachado. Al Norte de La Colilla intruye un dique de cuarzo que genera unos resaltes morfológicos interrumpidos por los diques del haz de Avila. El tramo de Narrillos se incurva hasta rebasar ligeramente los 300 Este e intruye a lo largo de la fractura un dique de cuarzo que genera una morfología de resistencia en resalte, que perfila y delimita la vertiente, propiamente dicha, del valle del Adaja en esta rampa de Martiherrero a lo largo de su paso por el bloque cristalino de Avila.

- Fracturas.

La mayor densidad en este sistema NNE se da en la fracturación de trascendencia geomorfológica mayor sobre la rampa de Martiherrero y (al Oeste de la falla de Plasencia) en la de Altamiros. En la rampa de Martiherrero las fracturas mas importantes se localizan en torno a la falla de Muñochas en el ascenso a Canto Cachado y los Riscos de Montefrío, dirigiendo los peldaños mas significativos transversales a la dirección de los diques de pórfido. El ascenso escalonado hacia el Oeste, hasta el dique de Berona, se realiza igualmente a través de escalones tectónicos dirigidos por este sistema que junto con el formado

por las fracturas del ONO hace que la rampa de Martiherrero no tenga un ascenso simplemente hacia el Oeste, sino en graderío hacia el SO, con su punto mas bajo a 1030 metros de altitud al Norte de Cardeñosa y el mas alto en Canto Cachado a 1554 metros.

Las fracturas de trascendencia geomorfológica menor en la rampa de Martiherrero organizan grandes afloramientos masivos cortando la estructura granítica de dirección NE y la organización morfoestructural principal de dirección ONO. En la rampa de Altamios esta fracturación solamente puede identificarse (y con cierto desorden) en un sector próximo a la falla de Plasencia hasta Gallegos de Altamios pasando progresivamente hacia el Oeste a una posición NE en dirección concordante con la estructura geológica.

2.2.4 Sistema de dirección ONO.

- Fallas de segundo orden.

Los umbrales de dirección para este sistema, se han fijado entre los 55º y los 80º Oeste. Para el conjunto del Macizo Hespérico esta dirección incluye grandes estructuras tanto en la zona Asturiana como en la Extremeño-Andaluza, no así en el Sistema Central cuyos accidentes no adquieren dimensiones corticales. No obstante lo anterior, en la zona de estudio está muy bien representado este sistema a través de fallas que han rejugado en el Alpino propiciando accidentes morfológicos de primera magnitud en ambos bordes del bloque de Avila. En un

estadio posterior y en esta misma dirección se generó una densa red de fracturas y diaclasas que constituyen a todas las escalas morfológicas la de mayor trascendencia en la estructura y en el modelado del conjunto granítico. Son por un lado fallas con probabilidad poco profundas que han tenido su actividad en un nivel no muy lejos de la superficie en un periodo de reajuste isostático o de levantamiento generalizado de todo el plutón, y por otro un sistema muy denso de fracturación y diaclasado que debe de haberse formado en un nivel próximo a la superficie por el propio efecto de descompresión vertical del batolito probablemente en tiempos muy tardíos, o incluso ya en el Alpino.

Las fallas de mayor longitud tienen 19 Km. entre la depresión de Muñico y las cercanías de Avila, sufriendo un ligero cambio de dirección en la rampa de Martiherrero al Este de la falla de Plasencia.

Podemos distinguir las siguientes fallas en orden Norte-Sur:

- Falla de Peñalba
- Falla de Bularros
- Falla de Altamios
- Falla de Ortigosa
- Falla de Montefrío
- Falla de Muñogalindo

- Falla de Peñalba.

Se localiza a lo largo de 4,5 Km. en el extremo NE de la zona de estudio en el borde Norte del bloque cristalino de Avila,

constituyendo el contacto con la Cuenca Sedimentaria del Duero. Es una falla inversa con movimiento en la vertical durante la Orogenia Alpina donde se ha generado un escarpe que consideramos de línea de falla encontrándose fosilizado y enmascarado por sedimentos terciarios y cuaternarios (Fig. 19).

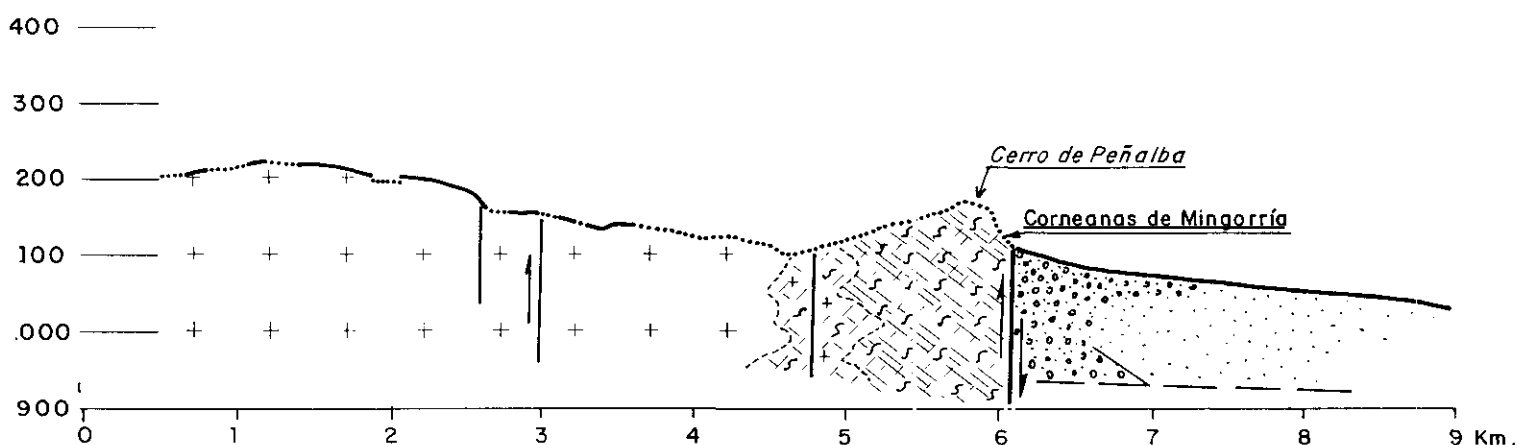


Fig. 19 Corte morfoestructural. Falla de Peñalba.

- Falla de Bularros.

Denominamos así a una fractura que limita el bloque de la Sierra de Avila desde Casas de Arevalillo hasta la depresión de Marlín, generando el escarpe escalonado de Bularros y que continúa al Este de la falla de Plasencia cruzando la rampa de Martiherrero hasta las cercanías de Avila. Tiene 19 Km. de recorrido en total y muy distinto significado geomorfológico en

ambos tramos. El de Bularros forma el límite del bloque de Avila con la Cuenca del Duero entre las fallas de Muñico y Plasencia, manifestándose en un escarpe suave que asciende a través de escalones tectónicos formados por las fracturas del propio sistema (Fig. 20).

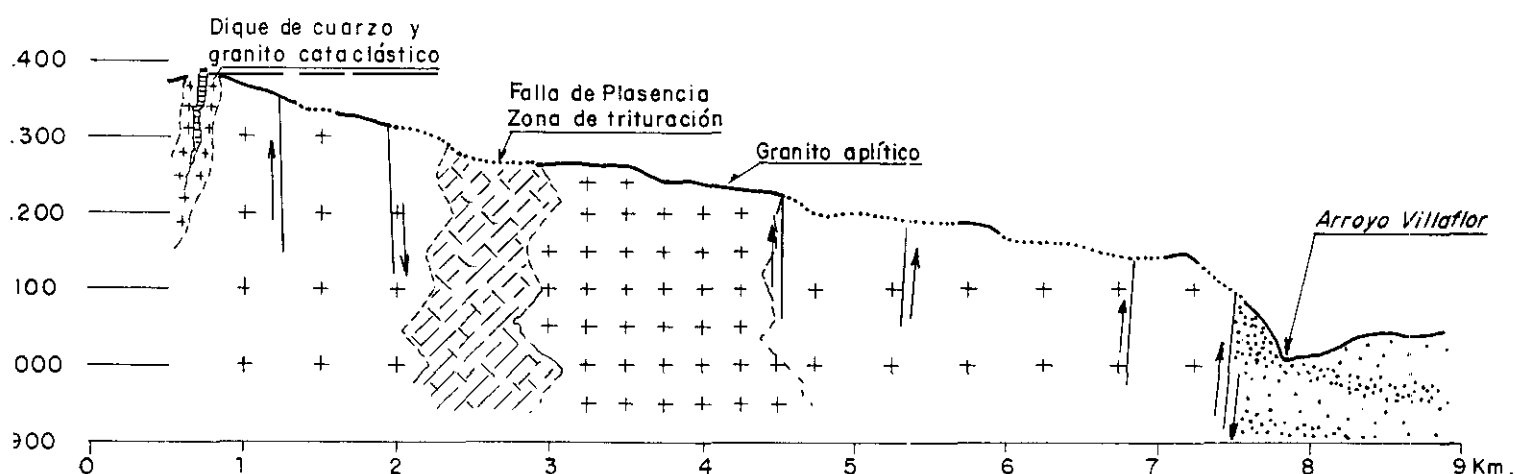


Fig. 20 Corte morfoestructural. Falla de Bularros.

Puede interpretarse en este sector como una falla con movimiento vertical en el Alpino que podemos definir como inversa dado el cobijo de sedimentos terciarios en el contacto. En el sector de la Rampa de Martiherrero genera un escalón estructural entre Peña Aguda y el arroyo de la Rosa para formar mas al Este una zona deprimida aprovechada por el arroyo del Obispo que se encaja en su dirección hacia el Adaja; además corta los diques de cuarzo intruidos en el sistema de fallas NNE observándose en sistema.

- Falla de Altamiro.

Este accidente puede seguirse desde la depresión de Muñico (en las casas de Miranda) hasta Martiherrero y La Colilla (al Oeste de Avila) quedando solamente interrumpido por la falla de Plasencia. El tramo sobre la rampa de Altamiro (en el bloque tectónico de la Sierra de Avila) genera una zona deprimida que podemos considerar como una forma de transición entre la rampa y el horst de Cerro de Gorria, marcando escalones estructurales adaptados a la fracturación general de los afloramientos graníticos al Sur de Altamiro. En el tramo desarrollado por la rampa de Martiherrero (al Este de la falla de Plasencia) la fractura entalla el collado mas alto de toda la zona, en su cruce con el dique de cuarzo NNE de la falla de Berona, (corredor que aprovecha la carretera de Avila a Muñico), para desde ese punto hacia el Este seguir en dos trayectorias, una por Martiherrero alineada con el haz de diques procedentes de Avila y otra que toma una dirección mas SE hasta La Colilla por donde se ha encajado la depresión entre Martiherrero y Duruelo que drena el arroyo de La Colilla. Este sistema de fracturas no es desplazado por el sistema NNE en este sector de Avila.

- Falla de Ortigosa.

Hemos denominado así a la fractura que cierra, por medio de un escarpe de línea de falla, la depresión de Muñico por el SO. Este accidente puede suponerse a través de los materiales metamórficos al Norte de Gamonal alineándose con la estructura de los granitos aflorantes en la zona de Hurtumpascual al Oeste del

aflorescimiento metamórfico.

- Falla de Montefrío.

Se sitúa, con 7 Km. de recorrido, desde la falla de Plasencia (en la depresión de Sanchorreja) hasta la falla NNE de Casasola en el Valle de Amblés. Esta fractura genera una depresión que crea el límite entre la rampa de Sanchicorto y el cerro de Canto Cachado en la base de la vertiente Sur de Cerro Bajero. Entalla un collado a 1430 metros en los Riscos de Montefrío que sirve de divisoria de aguas entre la cuenca alta del Adaja (Valle de Amblés) y el valle de Sanchorreja que vierte aguas directamente hacia la Cuenca del Duero a través del Villaflor-Arevalillo. Es una falla que ha sido afectada por el movimiento sinistral de la de Plasencia, además de registrar un comportamiento distensivo en el reajuste isostático del bloque y permanecer solidaria con todo el bloque cristalino en el movimiento vertical en el Alpino, cuando se generó la fosa del Amblés y basculó el bloque de Sanchicorto. Morfológicamente presenta la zona de Montefrío con un valle encajado, de fractura, con ambas vertientes estructuradas en graderío, (Fig. 21) a través de fracturas secundarias de este mismo sistema la vertiente Norte hacia Cerro Bajero, y la vertiente Sur hacia los Riscos de Montefrío; generando un escarpe de falla hacia la zona de Adijos (entre las fallas NNE de Muñochas y Casasola), limitando la fosa del Amblés en este sector al Norte de Padiernos.

- Falla de Muñogalindo.

En el bloque cristalino de Avila podemos seguirla a lo largo

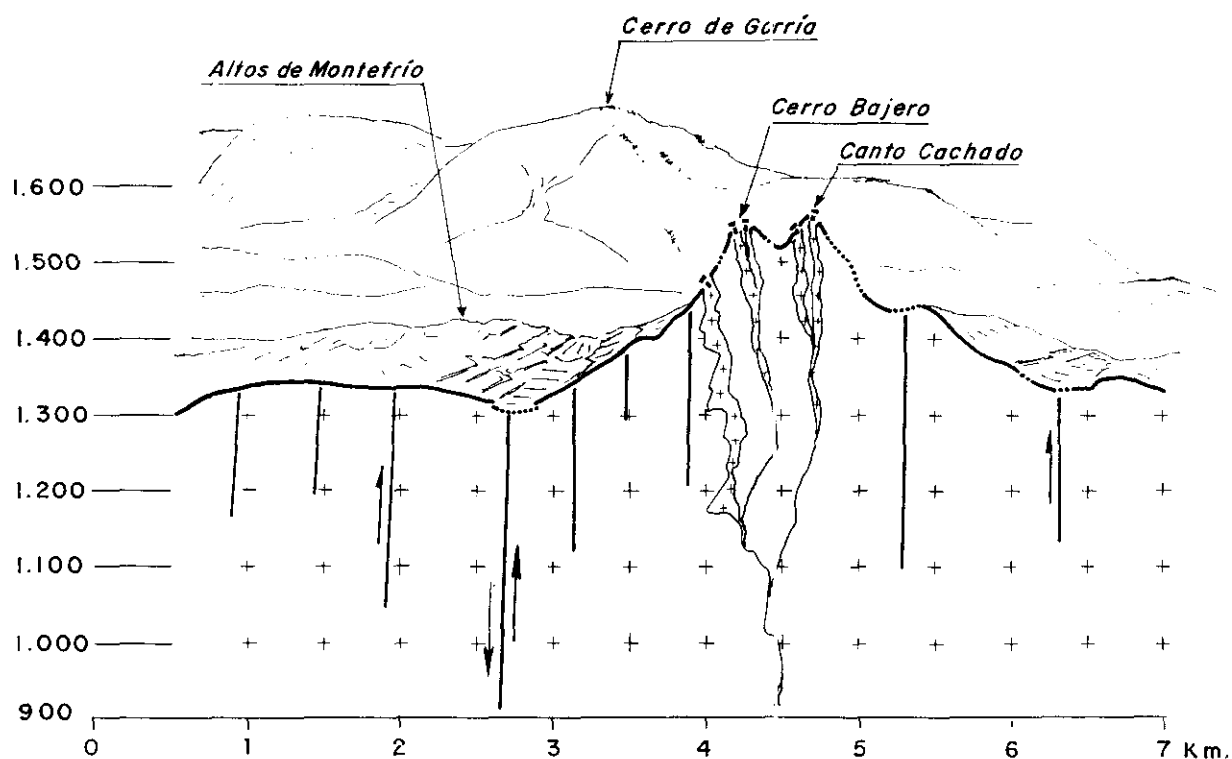


Fig. 21 Corte morfoestructural. Falla de Montefrío.

de 14 Km. desde Muñogalindo en el borde del Valle de Amblés hasta la falla de Vadillo-San Juan por el collado de las Cárcavas, aun cuando queda desplazada en sentido sinistral a su paso por la falla de Plasencia al SO de Balbarda, y ha rejugado en la vertical de forma importante en el Alpino. El sector del horst de la Sierra de Avila atravesado por la fractura es el mas estrecho (con sólo 4,5 Km.), en su trayectoria forma una zona deprimida transversal a la línea de cumbres entallando el collado de las Cárcavas que sirve de división estructural entre el macizo de Cerro Gorría y el sector de Las Fuentes.

En la vertiente hacia el Valle de Amblés al Este de la falla

de Plasencia forma un escalón estructural al Sur de Oco, para definirse, en el contacto con los sedimentos terciarios del Amblés, por un escarpe de falla de hasta 160 metros de salto visible y a lo largo de 5,5 Km. hasta Muñogalindo, resolviéndose así el límite del bloque basculado de Sanchicorto con el Valle de Amblés (Fig. 22).

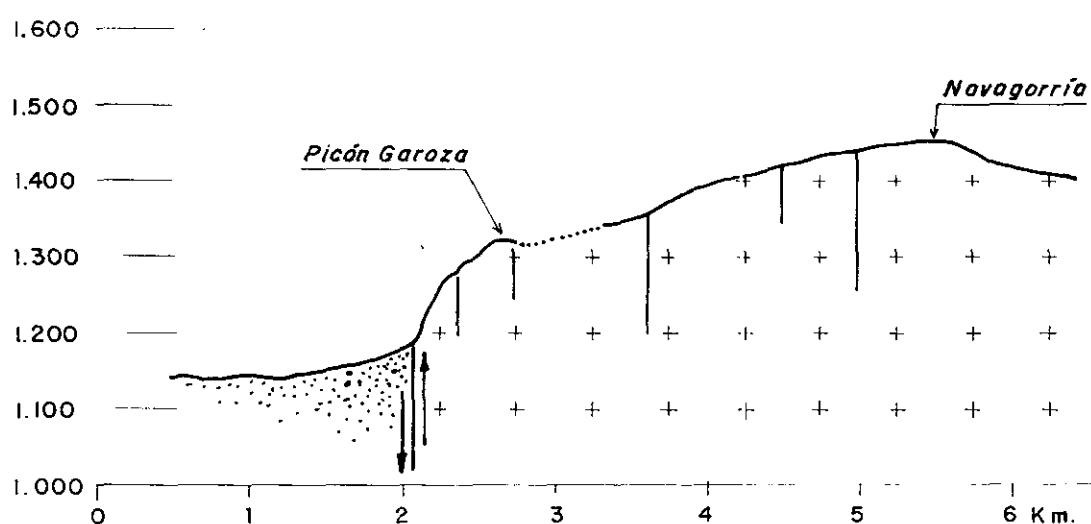


Fig. 22 Falla de Muñogalindo. Corte morfoestructural.

Esta falla al Este de Muñogalindo desaparece bajo los sedimentos de la Cuenca del Amblés, configurando un bloque hundido de la fosa; pero puede seguirse su alineación hasta el otro extremo del Valle (en el sector SE) generando el escarpe de falla de la Aldea del Rey sobre los materiales metamórficos de la vertiente Norte de la Sierra de Yemas.

- Fracturas.

El conjunto de fracturas de este sistema ONO engloba unidades de todas las magnitudes, considerando que existen

relaciones de rango de magnitud y densidad de la fracturación en función de la litología, de su posición a lo largo de la evolución del plutón granítico en profundidad y mayor o menor significado geomorfológico conforme a de los factores estructurales ya citados, además del comportamiento de todos ellos ante los agentes morfogenéticos. Así en el horst de la Sierra de Avila se pueden diferenciar por rangos las fracturas de cada uno de los sectores de la misma que hemos definido como sigue: En el Altiplano de Villanueva del Campillo solamente existen fracturas de trascendencia geomorfológica menor y diaclasas que, junto con las del sistema NNE, han favorecido el desarrollo de zonas deprimidas configurando una morfología típica del sector en navas con abundantes fuentes y humedales. En el Macizo de Las Fuentes, la vertiente Norte de Cabeza Mesá asciende en graderío a través de escalones generados por líneas de fractura de trascendencia geomorfológica mayor que también han favorecido el encajamiento de barrancos a favor de la pendiente que rompen la vertiente Noroeste como el del arroyo Gamonal y el del río Almar o de Las Fuentes que además, en este último caso, entalla el collado del mismo nombre a 1495 metros; otra fractura de iguales características genera el collado de Navallanos (al NE de Las Fuentes) encajando en la vertiente Sureste el barranco de la Cañada Media. Existe dentro de este sistema ONO un intenso diaclasado en todo el Macizo. El tránsito, en la zona axial, entre el Macizo de Las Fuentes y el de Cerro de Gorría se efectúa a través del collado de las Cárcavas, zona con un denso diaclasado favorecido también por la gran fractura de Muñogalindo. En el Macizo de Cerro de

Gorría, la vertiente Suroeste está atravesada, siguiendo la pendiente, por dos fracturas de trascendencia geomorfológica mayor a través de las cuales se han encajado los dos valles mas profundos de todo el macizo, el de Valdecasa y el del Arroyo de la Ocina: en la vertiente Norte, las fracturas de esta trascendencia generan líneas entalladas en la vertiente, en el sentido de las curvas de nivel, que marcan las bases de escalones tectónicos adaptados a la morfología de los lanchares aflorantes, y en las que se encajan los barrancos que rompen la vertiente transversalmente: hay que destacar como el accidente asociado mas espectacular al vallejo de fractura "en cañón" de Pasarilla del Rebollar. Las fracturas menores y el diaclasado siguen las directrices de este sistema en todo el macizo organizándose los afloramientos masivos en una cierta retícula formada por esta dirección y las NE y NNE.

En la rampa de Altamiro junto con las fracturas de trascendencia geomorfológica mayor existen abundantes fracturas de trascendencia menor y denso diaclasado, organizándose todos los afloramientos masivos a través de estas líneas de fractura que, cruzadas por las del sistema NE, generan un cierto reticulado que solamente pasa a mas anárquico en la zona de Gallegos de Altamiro donde existen intrusiones de granitos aplíticos de dirección Noroeste.

2.2.5 Sistemas de dirección E-O.

En la zona estudiada hay que diferenciar claramente, en este

caso, dos sistemas que siguen esta misma dirección pero que no tienen ninguna otra vinculación ni en el tiempo ni en el espacio. Existe a) un sistema antiguo (el primero de la fracturación tardihercínica y b) un sistema alpino.

a) Sistema antiguo E-O.

Está constituido por las fracturas que intruyen los diques de pórfido y episenitas que cruzan el bloque cristalino de Avila formando haces de diques que hemos denominado de Avila y de Canto Cachado, y que presentan una dirección tendente a ONO. Son las fracturas mas antiguas del bloque cristalino, debiendo corresponderse con la última fase de consolidación del plutón granítico. Son fracturas poco profundas que han intruido los diques en niveles superficiales del proceso de consolidación de las granodioritas en algún periodo de esfuerzos distensivos (N-S) transversales a las líneas de debilidad. El haz principal se extiende desde la falla de Muñico hasta la de La Colilla, presentando desplazamientos y desconexiones por desgarres en sentido sinistral y arqueamientos y deformaciones por esfuerzos compresivos. Se distinguen tres tramos:

- Occidental o de Cerro de Gorría
- Central o de Canto Cachado
- Oriental o de Duruelo

- Occidental o de Cerro de Gorría.

Se extiende a lo largo de 10 Km. desde la falla de Muñico (en Ortigosa) hasta la falla de Plasencia en Sanchorreja describiendo un arqueamiento en paralelo y deformación por

esfuerzos compresivos E-O a la vez que se encuentran desconectados del sector central por el desgarre de la falla de Plasencia cuantificado en mas de 700 metros (Fig. 23).

- Central o de Canto Cachado.

Se extiende sobre 5 Km. desde la falla de Plasencia hasta la de Muñochas (del sistema NNE). Se encuentran desplazados sinestralmente y arqueados por las fuerzas compresivas E-O y por el efecto de cizalla de la falla NNE, además de presentar una flexión en forma de ballesta dentro del propio haz de diques para albergar una intrusión granítica que constituye la originalidad morfoestructural de este cerro de Canto Cachado (Fig. 24).

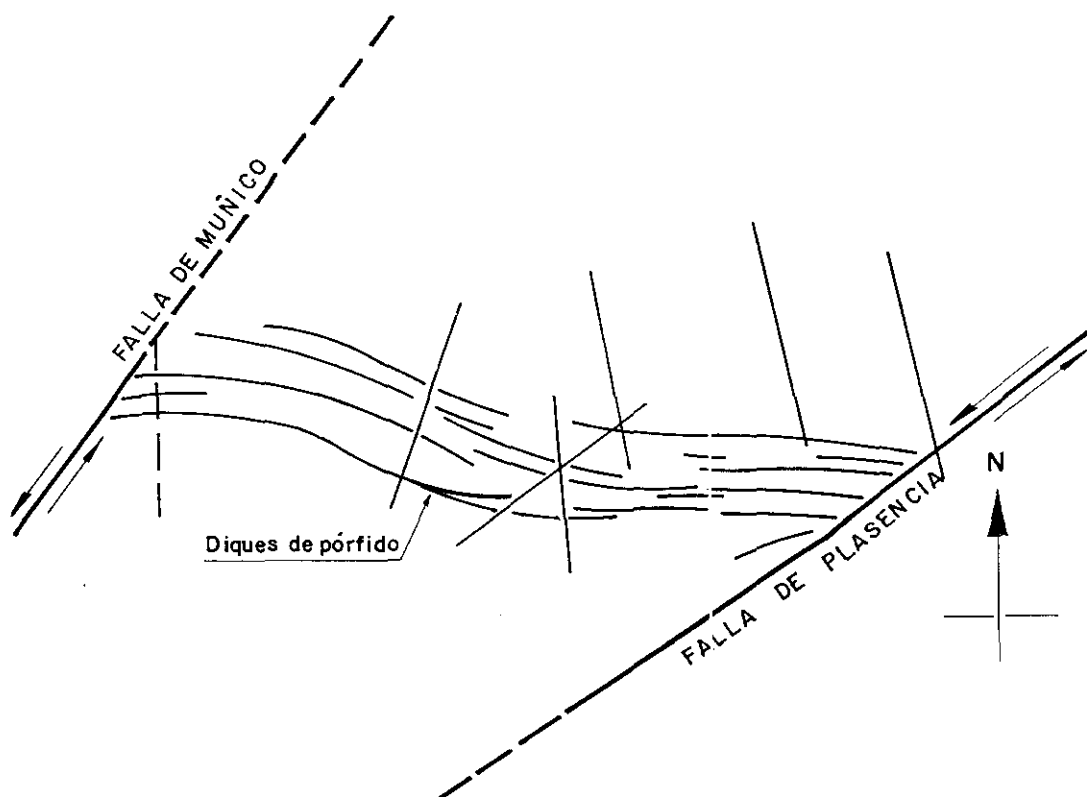


Fig. 23 Esquema estructural.Sistemas de fracturas.Cerro de Gorría

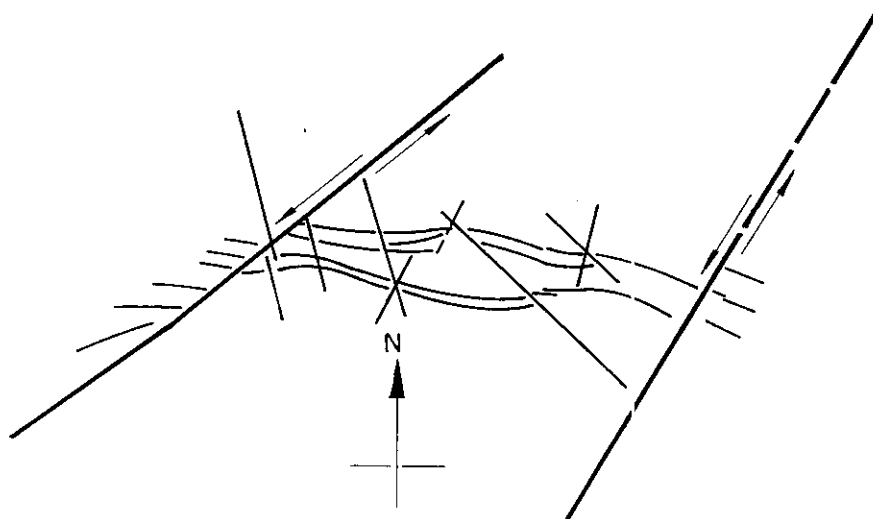


Fig. 24 Esquema estructural. Sistemas de Fracturas. Canto Cachado.

- Oriental o de Duruelo.

Se sitúa entre la falla de Muñochas y la de La Colilla a lo largo de 8 Km.; en este tramo el haz de diques se desdibuja generando un enjambre de diques desconectados donde se observan desplazamientos menores por desgarrres de las fallas del sistema NNE de Casasola, Duruelo y La Serrada a través de los cuales quedan enmascaradas las líneas del arqueamiento compresivo general E-O (Fig. 25).

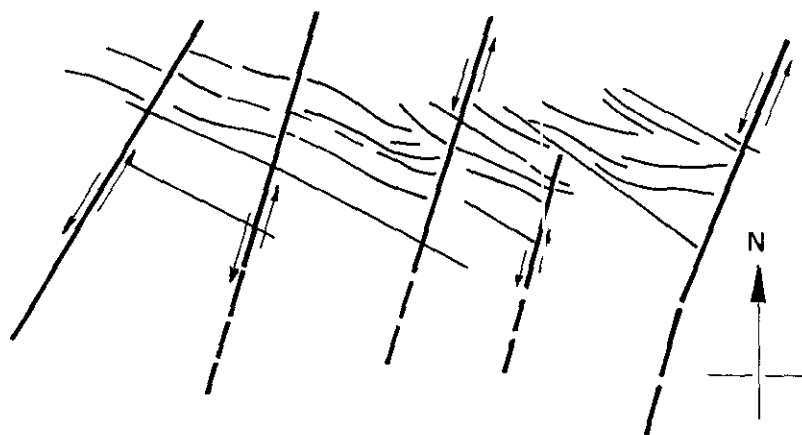


Fig. 25 Esquema estructural. Sistemas de fracturas. Duruelo.

El haz de Avila presenta una deformación por esfuerzos compresivos E-O situándose en una dirección generalizada tendente al ONO. En el cruce con la fractura NNE de La Colilla, el haz de diques se dispersa quedando alineado el dique central con la fractura ONO denominada de Altamios.

b) Sistema del Ciclo Alpino.

Denominamos así al conjunto de fallas de dirección E-O limitantes de la fosa del Valle de Amblés que no se han identificado como derivadas del rejuego de fracturas tardihercínicas. Son fallas de segundo orden de salto normal derivadas de la tectónica de bloques durante la orogenia Alpina que cortan las estructuras tardihercínicas en todas sus magnitudes, aun cuando

podrían alinearse con algunas del sistema ONO, a excepción de las del sistema NE que quedan constreñidas dentro del horst de la Sierra de Avila. En el borde Norte de la fosa del Amblés distinguimos la de Avila-Bascarrabal y la de Muñopepe; y en el borde Sur y de Este a Oeste la de Pradosegar-Muñotello, la de La Hija de Dios-Villaviciosa y la de Mironcillo.

- Falla de Avila-Bascarrabal.

Genera un escarpe de falla muy suavizado por los depósitos arcósicos del Amblés en el sector de Bascarrabal desde la falla NNE de La Colilla hasta el extremo oriental del Valle en el Gansino, fuera ya del área de estudio. Corta sesgadamente a los afloramientos masivos estructurados en el sistema ONO y a las fracturas NS conjugadas del sistema antiguo de diques E-O del haz de Avila.

- Falla de Muñopepe.

De características similares a la anterior, es visible un escarpe de falla de 120 metros de salto topográfico que corta netamente las estructuras tardihercínicas, las fallas de desgarre NNE, los afloramientos masivos estructurados en el sistema ONO e incluso diques de pórfido del sistema E-O, y todo ello desde la fractura NNE de Casasola hasta la de La Colilla a lo largo de 6,00 Km (Fig. 26).

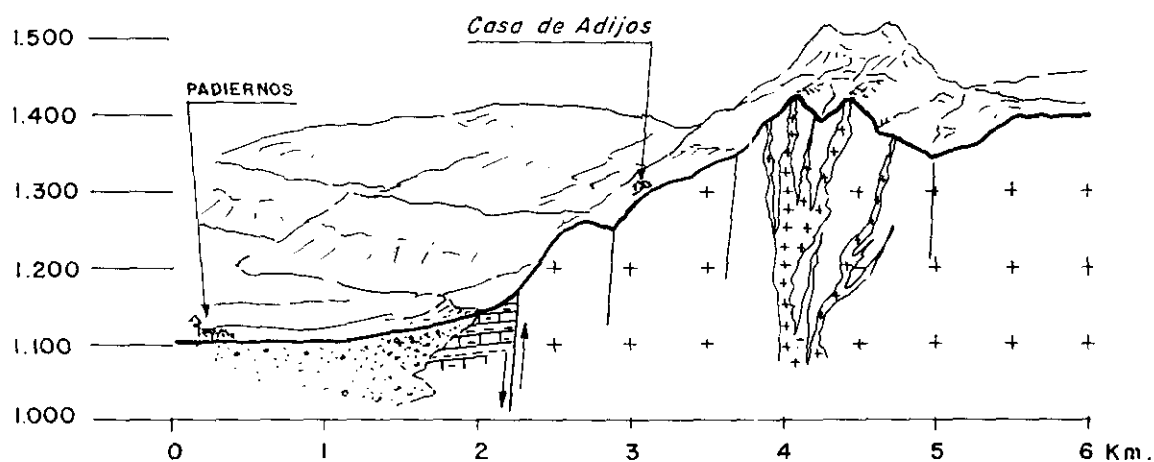


Fig. 26 Escarpe de falla en Padiernos. Corte morfoestructural.

En este escarpe hacia la base se suaviza la pendiente, tapizada ya por los depósitos oligocenos y las series arcóscicas miocenas. Este accidente puede seguirse como supuesto bajo los sedimentos del Amblés alineándose con la falla de Sonsoles que genera un escarpe de línea de falla que asciende en graderío, formando ya parte del límite Sur del Valle en las estribaciones de La Paramera a través del cerro de Sonsoles.

- Falla de Pradosegar-Muñotello.

Esta gran falla limita el Macizo de La Serrota con el Valle de Amblés a lo largo de 13 Km. desde Villatoro hasta el corredor de Narros del Puerto. Puede seguirse su alineación por la vertiente Norte del Valle del Corneja al Oeste del Puerto de Villatoro. Corta netamente las estructuras tardihercínicas de los

sistemas N y NE. Genera una ascensión en graderío por la vertiente Norte de La Serrota a través de escarpes de línea de falla y escalones estructurales (Fig. 27). El contacto con los sedimentos terciarios del Valle de Amblés es brusco, sobre series arcósicas y depósitos de bloques de facies proximal.

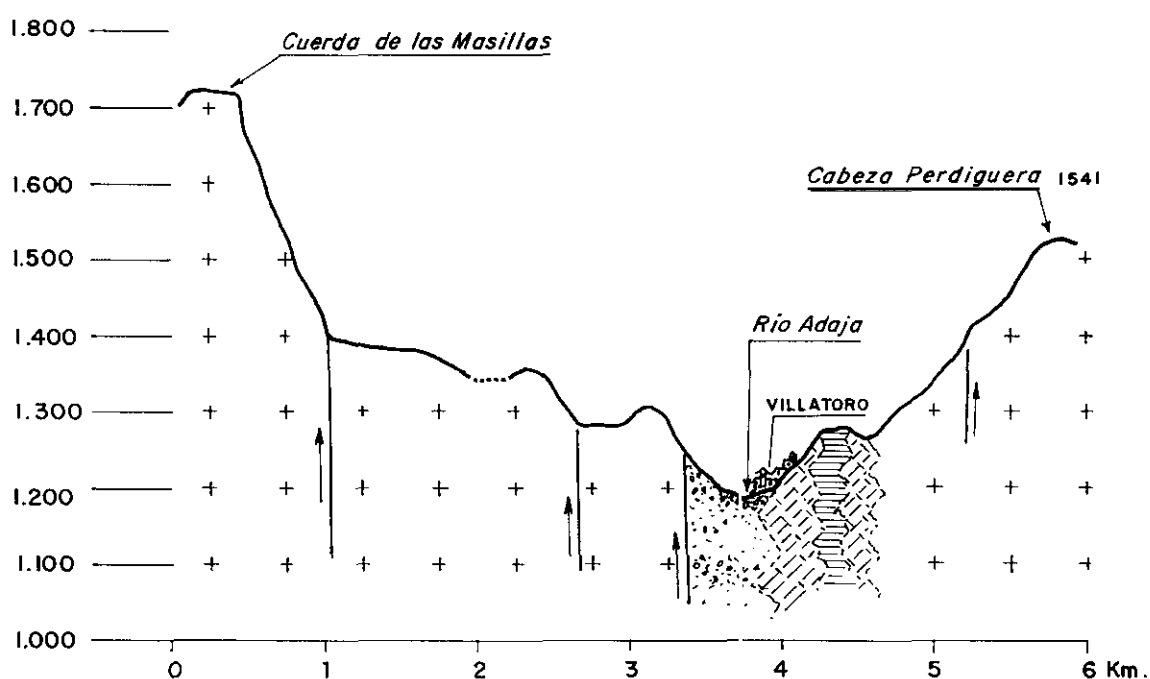


Fig. 27 Corte morfoestructural. Puerto de Villatoro.

- Falla de La Hija de Dios-Villaviciosa.

Es un gran accidente que puede alinearse hacia el Oeste con el collado Sur de La Serrota, donde se encaja el Puerto de Menga. En el área de estudio, puede seguirse a lo largo de 11 Km. entre el barranco de La Hija y la falla de La Faramera del sistema NE, en Sotalvo. Este accidente se identifica como escarpe de línea de falla en la ruptura brusca de pendiente en ángulo cóncavo entre

la vertiente de grandes lanchares que asciende hacia La Paramera y la rampa inferior donde se sitúan Robledillo, Solosancho y Villaviciosa. El contacto con los sedimentos arcósicos y de grandes bloques del Amblés se realiza a través de un suave escarpe en el límite Norte de la rampa en un escalonamiento progresivo hasta la base del escarpe de la línea de falla (Fig. 28).

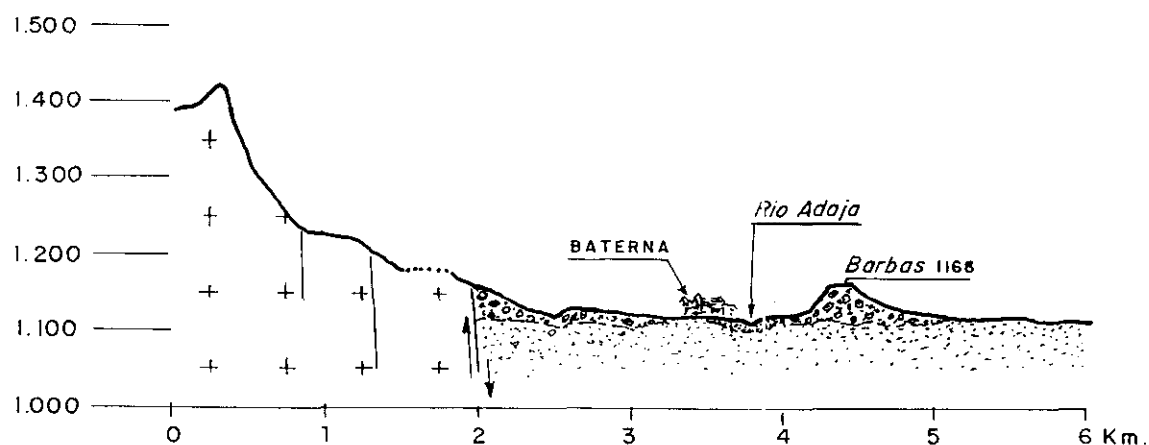


Fig. 28 Corte morfoestructural. Falla en Villaviciosa.

- Falla de Mironcillo.

Alineado hacia el Este con el Valle de Riofrío, y desde la falla de La Paramera se levanta un escarpe al Sur de Mironcillo que marca una ruptura brusca de pendiente entre la vertiente de La Paramera y la pequeña rampa donde se ubica Mironcillo que se interpone entre los canchales que ascienden a Peña Bermeja y el fondo del Valle de Amblés en los materiales terciarios arcósicos y el vallejo cuaternario del arroyo de la Vega. Es un escarpe de línea de falla de salto normal al igual que todas las que limitan

este borde Sur del Valle de Amblés.

2.2.6 Sistema NNO y NO

- Fracturas de trascendencia morfoestructural mayor.

Hemos identificado con esta denominación a un sistema de fracturas complejo que interpretamos como conjugado del sistema E-O antiguo, correspondiente a los haces de diques de pórfido de Avila a Cerro Gorría. Las direcciones oscilan desde norteadas hasta los 55° Oeste en una dirección claramente NO. Este amplio abanico en direcciones se justifica por la solidaridad de este sistema con las deformaciones y desgarres reflejados en el sistema de los diques E-O.

Son fracturas de corto recorrido, inferior siempre a 3,5 Km. no muy profundas pero de gran significado geomorfológico. Presentan desplazamientos en sentido radial por esfuerzos compresivos, desplazamientos en la horizontal por el movimiento sinistral de la falla de Plasencia que ha afectado a todo el macizo, y por los desgarres del sistema de tensión NNE, quedando siempre enmarcadas entre fracturas de este sistema NNE y limitando su desarrollo exclusivamente a las zonas elevadas de los haces de diques E-O y a la zona axial del horst de la Sierra de Avila. Podemos diferenciar cuatro zonas:

- Sierra de Avila
- Canto Cachado
- Duruelo
- Bascarrabal

- Zona de la Sierra de Avila.

En esta zona hay que distinguir las correspondientes al macizo de Cerro de Gorría y las del sector de Las Fuentes y Las Tres Rayas. En el macizo de Cerro de Gorría, cruzan transversalmente al haz de diques E-O tomando direcciones desde la Norte en el extremo mas occidental del sector, en la fractura del dique sienítico, hasta los 140° Oeste de la mas oriental en las proximidades de Sanchorreja cambiando su dirección en función del arqueamiento de los diques de pórfido E-O. Adaptados a estas fracturas se han encajado los valles de la vertiente Norte y los dos valles altos del Macizo de Cerro de Gorría, el de Pasarilla y el de Narrillos del Reboliar, pasando en ambos casos a la vertiente Sur entallando los collados de Valdecasa y del cerro de las Navas respectivamente.

En el sector de Las Fuentes y de Las Tres Rayas las direcciones son Norteadas hasta los 150° Oeste, cruzando el macizo y encajándose a través de ellas los barrancos mas importantes de ambas vertientes, así como entallando en la zona axial los collados de Vadillo, de las Tres Rayas, Oeste de las Fuentes y de las Cárcavas.

- Zona de Canto Cachado.

Son las fracturas comprendidas entre la falla de Plasencia y la de Muñochas del sistema NNE. Se diferencian netamente dos sectores, el correspondiente a la rampa de Sanchicorto y el de

Canto Cachado. En la rampa existen dos fracturas de direcciones (100 - 110 Oeste) a las que se adaptan los valles de Sanchicorto y de Garoza (en Bezojimeno) que modulan la morfología de toda la rampa desde Navagorría hasta el Valle de Amblés. Se destaca la dirección coincidente de estas fracturas no afectadas por los desplazamientos del sistema de los diques de pórfido, con el bloque de la Sierra de Avila (al Oeste de la falla de Plasencia). El sector de Canto Cachado y la rampa de Sanchicorto se encuentran separados por la fractura de Montefrío de dirección ONO que ha jugado un papel muy importante en la distribución de esfuerzos tardihercínicos y alpinos en este conjunto. Así a partir de la misma de nuevo las fracturas de este sistema ONO - NO se adaptan en sus giros de dirección al arqueamiento de los diques que protegen axialmente el relieve de Canto Cachado y Cerro Bajero, entre la falla de Plasencia al Oeste, y la de Muñochas-Casas de Berona, al Este. Son fracturas de corto recorrido que cortan transversalmente a los diques y giran siguiendo el movimiento sinistral del bloque de Canto Cachado. De Oeste a Este derivan desde los 150 Oeste hasta los 450 Oeste, configurando, junto con la red de fracturas del sistema NNE, una malla reticular característica de la morfología del sector.

- Zona de Duruelo.

Limitada por las fracturas del sistema NNE de Muñochas y La Colilla presenta el conjunto de fracturas en una dirección de 550 Oeste, que han sido llevadas a esa posición por el movimiento y desgarres del conjunto de diques de pórfido, a través de las fallas de desgarre de Duruelo y La Serrada. Estos esfuerzos han

transformado el haz de diques de dirección E-O en un enjambre de diques que mantienen como factor estructural común, precisamente la intersección y el resultado morfológico asociado del sistema de fracturas conjugado de posición original norteada.

- Zona de Bascarrabal.

En esta zona (al Oeste de la Ciudad de Avila) las fracturas tienen una dirección entre 30° y 70° Oeste transversalmente a los diques del haz de Avila. Esta posición norteada coincide con la fractura más occidental de todo el sistema, próxima a la falla de Muñico coincidiendo en ambos extremos del sistema con una posición E-O de los haces de diques, (posición no distorsionada de los mismos); todo lo cual nos lleva a plantear a éstas como las posiciones originarias de ambos sistemas conjugados (ver mapa de fracturas).

2.2.7 Sistema de dirección N-S.

Dentro de nuestra zona de estudio, hemos reseñado dos fallas de esta componente. Hay que enmarcarlas en el contexto regional mas amplio dentro de un sistema de fracturas mas importante que limitan la zona de debilidad entre el sector de Gredos y el de Guadarrama, como son las fallas de El Herradón (Gaznata) y la del Cofio, aunque la gran trascendencia estructural de estas fallas en su sector, no es extrapolable a las incluidas en nuestro trabajo. Son éstas fallas de tensión, antiguas, bastante profundas, que pueden haber jugado un papel importante en la configuración de los grandes bloques tectónicos tardihercínicos.

En ocasiones han intruido diques de materiales básicos y algunas han sufrido desplazamientos afectadas por fracturas de otros sistemas; en algún caso han rejugado en la vertical en el Alpino. Dentro del horst de la Sierra de Avila identificamos como tal a una fractura que intruye el dique sienítico de Las Fuentes y en la zona de Avila a una fractura que denominamos del Puente Adaja.

- Falla del dique de Las Fuentes.

Corresponde a una dislocación que se localiza al Sur de La Serrota y que cruza este macizo con una trayectoria imprecisa para perderse bajo los materiales del Valle de Amblés. Ya en el bloque cristalino de Avila, aparece en Amavida (identificada siempre por el dique sienítico) donde ha sufrido un desplazamiento y desenganche por el movimiento sinistral de la falla de Plasencia. Desde este punto y hasta la falla de Muñico tiene 10 Km. de recorrido, ha sido desplazada por fracturas del sistema ONO en el Alto de Las Fuentes y por fracturas del sistema NE, frente a San Juan del Olmo, e intercepta a su vez tres diques de pórfido del sistema E-O del Macizo de Cerro Gorría inmediatamente antes de desaparecer ante la falla de Muñico, frente a Ortigosa, en una dirección Norte.

- Falla del Puente Adaja.

Nos referimos en este caso a una fractura que también intercepta en una dirección Norte al haz de diques E-O de Avila, a favor de la cual se ha encajado el río Adaja a su entrada en el bloque cristalino en la misma ciudad de Avila, pero que su edad

no se corresponde quizá con la del dique de Las Fuentes y habría que incluirla tal vez dentro del sistema NNE. En ese punto, el Adaja ha labrado una angostura donde quedan visiblemente seccionados los diques episieníticos, formando éstos, la misma base de la muralla medieval. Este accidente puede alinearse hacia el Sur (en 9 Km.) bajo los materiales terciarios, con una fractura que se hace visible al otro lado del Amblés (en la Dehesa de Avila) en la vertiente de La Serna, donde forma un escalón en graderío que asciende hacia el cerro de Sonsoles, reconociéndose en ella cierto rejuego alpino, puesto que forma límite estructural en este borde de la fosa tectónica del Valle de Amblés junto con la fractura del sistema NNE del arroyo de La Serna.

- Las fracturas de trascendencia geomorfológica menor y diaclasas N-S pueden identificarse, aunque no generalizadamente, en todo el bloque cristalino. En la rampa de Mirueña constituyen la dirección principal dentro de la fracturación y diaclasado de los afloramientos graníticos masivos; en el Macizo de Las Fuentes (en el Horst de la Sierra de Avila) también es importante en el diaclasado generalizado al Oeste de la fractura y dique del mismo nombre; al Norte de Avila algunas fracturas forman escalones estructurales menores y algunos tramos del río Adaja, en este sector, se adaptan a fracturas de esta dirección.

2.3 INTERPRETACION GEODINAMICA

2.3.1 La tectónica Hercínica.

La interpretación de las deformaciones originadas por la tectónica Hercínica para la parte central de la Plataforma, donde se localiza este sector del Sistema Central, puede resumirse en dos líneas diferenciadas: Por una parte autores como CAPOTE, R. y FERNANDEZ CASALS, M.J. (1971), que han establecido para el Paleozoico Inferior del afloramiento de Muñico cuatro fases de deformación, basados en el estudio de las diferentes esquistosidades existentes en los materiales paleozoicos; las tres primeras, de edad imprecisa, darían lugar a diferentes tipos de esquistosidad, mediante los cuales pueden separarse unas de otras, y una cuarta fase, tardía, sería responsable de la deformación de las tres esquistosidades referidas, originando kink-bands. Y por otra, autores como APARICIO, A. y GARCIA CACHO, L. (1987) que, citando sus propias palabras, consideran que "el esquema evolutivo estructural del Sistema Central apunta fundamentalmente hacia la existencia de una única fase deformativa que afecta de diversas formas a los materiales correspondientes al Devónico, Paleozoico Inferior y rocas granitizadas, es decir, según el nivel estructural y metamórfico en que estén situados".

Para la zona de estudio, la interpretación tectónica Hercínica en la cartografía geológica oficial (ITGME) presenta cuatro fases de deformación: La primera fase, generaría grandes pliegues

sinesquistosos de dirección 130° - 140° Este con buzamientos NE de 40° de vergencia, encontrándose todo el área de afloramiento de rocas afectadas por esta fase, sobre el flanco normal de un gran pliegue. La segunda fase de deformación habría generado grandes estructuras de vergencia NE con buzamiento de 20° (menor que la anterior) y en una dirección coincidente de 130° Este. En esta fase también se ha interpretado por CAPOTE, R. y CASALS, F. (1981) el desarrollo de "grandes cabalgamientos dúctiles vergentes al NE, fase sinmetamórfica que modifica la distribución de las isogeotermas del metamorfismo regional generando una inversión metamórfica". " Los cabalgamientos mayores definen grandes complejos estructurales: Gredos, Guadarrama y Somosierra-Ayllón, cuya superposición produciría un engrosamiento cortical importante". "Este engrosamiento podría explicar el aumento del gradiente geotérmico durante el metamorfismo y el de la mayor extensión de los batolitos graníticos tardíos hacia el Oeste", CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1977), " haciendo posible la fusión de la base de la corteza continental facilitando su ascensión, primero de un domo térmico y después de los magmas calcoalcalinos generados en profundidad".

La tercera fase habría generado pliegues poco apretados de planos axiales subverticales con poco desarrollo esquistoso, presentando mas generalizadamente líneas de fractura o crenulación. Su dirección es de 110° E. y vergencia al NE con valores casi verticales, careciendo de importancia geomorfoestructural en la zona estudiada.

La cuarta fase de deformación se identifica ya como tardihercínica con estructuras plegadas tipo "kink" abundantes en los materiales esquistoporfiroblásticos de Mirueña y en tramos de la base del Ordovícico de Solana. Son elementos de niveles estructurales poco profundos que se localizan preferentemente en torno a fracturas tardihercínicas bien desarrolladas en las rocas graníticas.

Para el conjunto del Sistema Central, la interpretación de APARICIO, A. y GARCIA CACHO, L. (1987), sobre la base de una sola fase deformativa generalizada y en sus propias palabras, "tendría un desarrollo temporal muy amplio (Hercínica) y sería sincrónica con el metamorfismo". "La ausencia de discordancias estructurales entre todas las rocas que constituyen estas unidades son un fuerte respaldo de la misma". "La existencia de un Carbonífero fuertemente plegado en el sector suroriental del Sistema Central, totalmente discordante con el Paleozoico Inferior, pone de manifiesto una segunda fase de deformación de edad posiblemente posttestefaniense, anterior al Pérmico y que está acompañada por procesos plutono-metamórficos de escasa entidad", y que nosotros interpretamos como tardihercínica. "Por otro lado, la deformación Hercínica se realiza en dos ambientes tectónicos muy diferentes, uno de ellos caracterizado por la serie metamórfica pizarrosa-esquistosa en la que la deformación genera pliegues y direcciones estructurales definidas y muy constantes, y otro ambiente tectónico representado por los materiales granitizados, de comportamiento mucho mas plástico y en los que se originan

pliegues irregulares con direcciones muy variables que pudieran ser interpretados como diferentes fases tectónicas". Realizan la interpretación sobre la génesis de las facies porfiroblásticas, "como resultantes de un proceso de granitización sobreimpuesto a una serie metamórfica paleozoica", desechando así la existencia de una discordancia o discontinuidad entre las formaciones porfiroblásticas y los materiales que se encuentran a techo, deducida por otros autores.

2.3.2 La tectónica tardihercínica

La cadena Hercínica, finalizada la etapa de deformación, fué afectada por reajustes isostáticos que produjeron una generalizada elevación de la misma y de las plataformas circundantes; este hecho provocaría la acción de una intensa erosión, motivando el ascenso hasta niveles mas superficiales de rocas profundas, catazonales, representadas por las intrusiones graníticas y granitoides. Dentro del proceso tectónico, tendría lugar una dinámica evolutiva de los plutones graníticos en ascenso, caracterizada por un doble comportamiento de las masas graníticas con niveles mas plásticos en profundidad, y comportamiento mas frágil en las zonas menos profundas, generándose una intensa fracturación, desarrollada a todas las escalas morfoestructurales, en todo el sector central de la Cadena y en concreto en el área de estudio. Esta densa fracturación tuvo lugar en una etapa orogénica de transición entre dos ciclos distintos de tectónica global, es decir posterior al Hercínico, con la formación de la Cadena Paleozoica, y anterior a la apertura del Atlántico, con el

inicio del Alpino.

El primer esquema de conjunto de esta red de fracturación a escala de todo el Macizo Hespérico fué realizado por PARGA, J.R. (1969) quien la denominó "Tectónica Tardihercínica" asociándola con las intrusiones de rocas granitoides tardías del ciclo hercínico.

Trabajos posteriores han aportado por una parte modelos geodinámicos a escala continental, y por otra modelos de tectónica regional y cartografías de los distintos sistemas de fracturación. Esta etapa de fracturación tardihercínica ha sido definida como el periodo de tiempo comprendido entre los 300 +/- 10 m.a. y los 280 +/- 10 m.a. (Westfaliense-Estefaniense-Pérmico) por ARTHAUD, F. y MATTE, P.H. (1975). Su principal característica tectónica es la creación de una red de fallas de desgarre que se formaron por esfuerzos compresivos entre el Estefaniense y el Pérmico Inferior seguida de una fase de tectónica de tipo distensivo en el Pérmico con el desarrollo de fallas normales con rejuego en la vertical y el mantenimiento de un magmatismo tardío. En su conjunto, esta fracturación ha condicionado en determinados aspectos los efectos morfoestructurales del ciclo posterior Alpino, provocando el rejuego en la vertical de bloques a través de estas redes de fracturas y polarizando o disipando esfuerzos a través de ellas como vías de debilidad.

Para el conjunto Peninsular, dentro de la tectónica de desgarres, las direcciones dominantes son la NE y NNE con gran

densidad de fracturas y desplazamiento sinistral, correspondiendo desplazamientos de menor magnitud a los granitos tardios; la NO a NNO de menor importancia que las anteriores ha sufrido, en general, reactivación pérmica y alpina en la vertical existiendo algunas con desgarres en sentido dextral, en parte correspondientes ya al Pérmico; la E-O que es la mas antigua ha experimentado movimientos sinestrales al final del Westfaliense y reactivación en la vertical durante el Pérmico.

Para el sector medio del Sistema Central (donde se ubica nuestra área de estudio) UBANELL, A.G. (1981) ha definido y cartografiado siete sistemas de fracturas agrupados en las siguientes direcciones dominantes: NE-SO; NO-SE; ONO-ESE; ONO-SSE; N-S; NNE-SSO y E-O. Distingue dos tipos fundamentales de fracturas: "De cizalla y de tensión. Las primeras han sufrido dos tipos de movimientos principales, en primer lugar de dirección y después en la vertical; las segundas han sufrido pequeños movimientos a lo largo de ellas, pero el salto en la vertical puede llegar a ser importante; ambos tipos han constituido planos potenciales de reactivación Alpina". Llega a establecer una evolución cronológica de estas redes, atendiendo a los factores que condicionan la fracturación y a las relaciones entre los diferentes sistemas. Como factores principales destaca la "fragilidad o plasticidad de las rocas, la intensidad del esfuerzo y el tiempo que éste ha actuado. Las relaciones quedan establecidas cronológicamente en función de los distintos episodios de movimiento":

1 "Existe un primer movimiento sinistral que motiva el desarrollo de las fracturas NE-SO (50°-60°) con esfuerzos de tendencia N-S (N 50° E y N 40° O)".

2 "Movimiento dextral por esfuerzos compresivos E-O a lo largo de fallas NE-SO (50°-60°)".

3 "Amplia distensión que afecta a todo el Sur de Europa, modelo evolutivo LORENZ y NICHOLLS (1976) y que produce las fracturas N-S con un relleno diabásico".

4 "Segundo movimiento dextral, produce movimientos dextrales a lo largo de las fallas NE-SO y N-S ya existentes, motivado por esfuerzos de dirección entre 35°-90° E. En la zona entre Guadarrama y Gredos origina un elipsoide de esfuerzos local, generándose fallas de distensión en la dirección 35° E y dos sistemas de cizalla uno casi N-S y otro de 70° E y favoreciendo la instalación de fracturas NE-SO (75° E) y las ONO-ESE".

5 "Después de estos movimientos dextrales vuelven a repetirse los movimientos sinistral, segundo episodio. Se arquean las anteriores fallas ONO-ESE y a continuación tiene lugar el intenso desarrollo de la fracturación NNE, compuesto esencialmente por fallas abiertas intruidas por diques de cuarzo; al mismo tiempo se refuerzan las fallas NE-SO a consecuencia de la disposición del elipsoide de deformación, disipándose a través de ellas la mayor parte de la energía, motivo por el cual no se incrementan las fallas NNO".

6 "Un último movimiento dextral, finalmente, es el causante de las inflexiones en los diques E-O producidas entre algunas de las fallas NNE a manera de cintas o bandas de deformación.

Sincrónicamente se origina la segunda generación de fracturas ONO-ESE y todo ello, con esfuerzos entre 500 y 900 E. Esta última etapa la sitúa al final de los tiempos tardihercínicos aun cuando reconoce que podría (por falta de datos concluyentes) ser incluida ya, como perteneciente a la época Alpina".

2.3.2.1 La fracturación tardihercínica en el área de estudio.

Como resumen de nuestra cartografía y de la descripción de los accidentes tectónicos que constituyen la red de fracturas tardihercínicas en el área estudiada, presentamos el siguiente cuadro:

1.- Sistema de dirección NE

Fallas corticales:

Plasencia

. Delimitan bloques tectónicos tardihercínicos. Movimientos en dirección.

Fallas primer orden:

Vadillo-Muñico

. Rejuego en el Ciclo Alpino.

. Trascendencia morfoestructural de primera magnitud.

La Paramera-Cruz de Hierro

. Morfología estructural asociada.

Fracturas:

De trascendencia geomorfológica mayor

. Valles encajados

. Escalones en graderío

De trascendencia geomorfológica menor

. Diaclasado muy denso dirigiendo la morfología.

. Estructuración geológica.

2.- Sistema de dirección ENE

Fallas de segundo orden:

Los Rondaes

Hurtumpascual

Villatoro-Guareña

Riofrío (La Serrota-Becerril)

. Forman semihorst con rejuego en la vertical en el Alpino.

. Intrusión de diques con morfología de serretas.

. Generación de valles y fosas tectónicas.

Fracturas:

De trascendencia geomorfológica mayor.

. Escalones en graderío.

De trascendencia geomorfológica menor.

. Grandes conjuntos de afloramientos masivos.

3.- Sistema de dirección NNE

Fallas de segundo orden:

Muñochas-Casas de Berona

Casasóla-Manzaneros

Duruelo-Cardenosa

La Serrada

La Colilla-Narrillos

. Movimientos de desgarre y en la vertical.

. Trascendencia morfoestructural de primera magnitud.

. Morfología en resalte (serretas).

. Escarpes y escalones tectónicos.

Fracturas:

De trascendencia geomorfológica mayor.

. Escalones en graderío.

De trascendencia geomorfológica menor.

. Grandes conjuntos de afloramientos masivos cortando la estructura geológica.

4.- Sistema de dirección ONO.

Fallas de segundo orden:

- | | |
|----------------------|--|
| Falla de Peñalba | . Rejuego alpino en la vertical, generando escarpes de primera magnitud. |
| Falla de Bularros | |
| Falla de Altamiro | . Fallas de poca profundidad por reajuste isostático. |
| Falla de Ortigosa | |
| Falla de Montefrío | . Fracturación por descompresión vertical. |
| Falla de Muñogalindo | . Densa fracturación en todas las escalas del modelado. |

Fracturas:

- | | |
|---------------------------------------|---|
| De trascendencia geomorfológica mayor | . Estructurantes de los valles profundos de la vertiente SO del Macizo de Cerro Gorría y entalladuras tectónicas en la vertiente Norte. |
| De trascendencia geomorfológica menor | . Organizan el modelado granítico del bloque cristalino como línea directriz junto con la estructura geológica de dirección NE. |

5.- Sistema de dirección E-O

Fracturas:

- | | |
|-------------------------|--|
| Del sistema mas antiguo | . Fase de consolidación del plutón granítico cerca de la superficie. |
| | . Forma los haces de diques de pórfido y de episienitas |
| | . Morfología de resistencia dando la personalidad morfológica al conjunto granítico. |

Fallas de segundo orden:
(ciclo Alpino)

- | | |
|-------------------------------|--|
| Falla de Avila-Bascarrabal | . Limitan por escarpe la fosa del Valle de Amblés. |
| Falla de Muñopepe | . Fallas normales con + 450 |
| Falla de Pradosegar-Muñotello | . Tectónica ciclo alpino de |
| Falla de La Hija-Villaviciosa | horst y graben. |
| Falla de Mironcillo | . Formas tectónicas escarpe original de falla y escarpe de línea de falla. |

6.-Sistema de dirección NNO y NO

Fracturas:

- | | |
|---------------------------------------|---|
| De trascendencia geomorfológica mayor | . Sistema conjugado del E-O antiguo. |
| Zona Sierra de Avila | . Giros radiales solidarios con los diques de pórfido por esfuerzos compresivos |
| Zona Canto Cachado | |
| Zona de Duruelo | . Dirección original Norteada |
| Zona de Bascarrabal | . Gran trascendencia morfológica: Valles de fractura. |
| | . Factor estructural en los afloramientos de diques E-O |

7.- Sistema de dirección N-S

Fracturas:

- | | |
|--|--|
| De trascendencia geomorfológica mayor. | . Fallas de tensión antiguas |
| Del Dique de las Fuentes | . Menor trascendencia estructural que otras del Sistema Central. |
| Puente Adaja | . Datos cronología relativa. |
| | . Trascendencia morfológica compleja en "Las Fuentes" e importante en la del Puente Adaja. |

De trascendencia geomorfológica menor.

- . Diaclasado en granitos.
- . Escalones menores.
- . Encajamiento de la red hidrográfica (río Adaja).

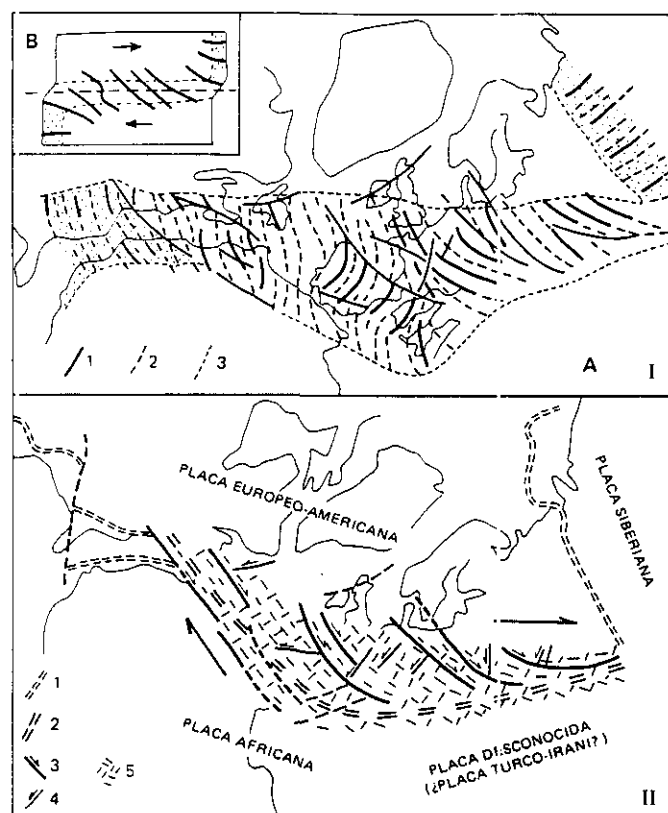
2.3.2.2 Evolución Geodinámica

1.- El sistema de fracturas de dirección NE es el mas importante con fallas como la de Plasencia de magnitud cortical y son además las que registran los movimientos mas antiguos; su génesis hay que enmarcarla dentro de una interpretación geodinámica global.

En palabras de CAPOTE,R.(1983) sobre la fracturación subsecuente a la orogenia Hercínica, "varios modelos explicativos han sido propuestos para presentar la tectónica tardihercínica a nivel global europeo". "ARTHAUD y MATTE (1975, 1977) tomando como elementos básicos los movimientos de desgarre, enmarcan todo el ámbito hercínico europeo en una zona de megacizalla producida por el desplazamiento dextral de la placa Americano-Europea, respecto de la placa Africana durante el Estefaniense-Pérmico formándose un sistema transformante intracontinental entre las dos áreas de plegamiento hercínico limitantes, al Este los Urales y al Oeste los Apalaches (Fig. 29)".

"El tiempo de los esfuerzos se situa a lo largo de 30 m.a.

(entre 300 +/- 10 m.a. y 280 +/- 10 m.a.) que comprende el periodo desde el final del Westfaliense, Estefaniense y Pérmico Inferior. Esta megacizalla se resolvió mediante la formación de un sistema de fracturas de Riedel con fallas de primer orden y corticales. Las dos grandes fallas que afectaron al movimiento del Macizo Hespérico serian la Nort-Pirenaica y la del Alto Atlas con desplazamientos dextrales y otras de orden menor a nivel global pero de primera magnitud a nivel regional".



Interpretación de la tectónica tardihercínica según el modelo de Arthaud y Matte (1975). I) Trayectorias de esfuerzos en los cinturones plegados y en la zona de cizalla varisca. A) Trayectorias del esfuerzo máximo. B) Interpretación del campo de esfuerzos inducido por el movimiento relativo de las dos placas. 1 = Trayectorias de esfuerzos principales. 2 = Trayectorias hipotéticas. 3 = Límite de las áreas deformadas. II) La zona de cizalla interpretada como un sistema de Riedel. 1 = Límite de placas suturado en los cinturones plegados. 2 = Zona de cizalla considerada ella misma como un límite entre placas. 3 = Fallas tipo R. 4 = Fallas tipo R'. 5 = Zona afectada por la cizalla.

Fig. 29 Interpretación de la tectónica tardihercínica según el modelo del cinturón orogénico Hercínico de ARTHAUD y MATTE(1975)

La orientación de los desgarres para la Península sería compatible con el deslizamiento dextral propuesto para la zona de megacizalla e incluso la tectónica distensiva Pérmica respondería al mismo fenómeno, determinadas por un elipsoide de deformación originado por cizalla simple (Fig. 30) generando dos sistemas de fallas a escala global, uno norteado a NNE, como la falla de Tras-os-Montes, y otro ONO a NO como la de Ventaniella.

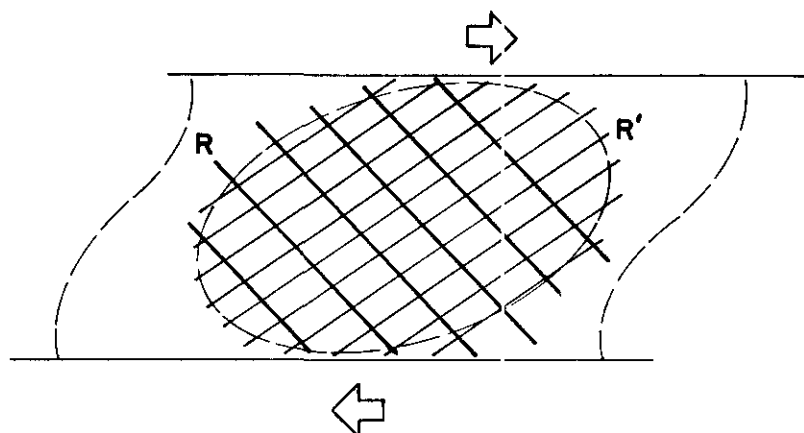


Fig. 30

"En la Península Ibérica el movimiento general dió lugar a la dirección de compresión NO-SE a N-S generándose como se ha dicho el sistema de desgarres terdihercénicos e incluso las fallas normales distensivas y el volcanismo asociado. Implica un acortamiento próximo a N-S para el conjunto del Macizo Hespérico y un alargamiento cercano a la dirección E-O. En algunas áreas, no obstante, existe evidencia de compresión orientada E-O".

Para UBANELL, A.G. (1981) no se explicarían dentro de este

esquema las fallas NE como la de Plasencia, sin embargo cita a SCHERMERHORN et al (1978) para puntualizar que estos autores conectan a esta falla de Plasencia con un sistema interpretado como fallas secundarias (con respecto a la de Marruecos) del tipo C de Chinnery (1966) (Fig. 31), explicando así satisfactoriamente las relaciones entre los sistemas NE-SO y NO-SE.

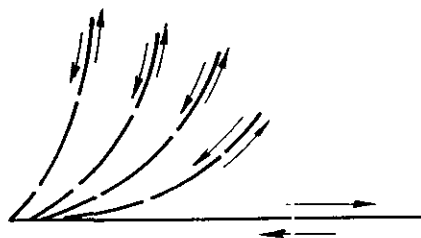


Fig. 31 Fallas tipo C según Chinnery.

En nuestra opinión, ciertamente la falla de Plasencia puede identificarse como una fractura de tipo R' dentro de una interpretación de la zona de megacizalla como un sistema de Riedel (Fig. 32). Hay que hacer notar que las direcciones estructurantes dominantes son, la NE desde el punto de vista de los desplazamientos, rejuegos y grandes bloques, y la ONO desde el punto de vista de la organización de los afloramientos es decir, de la fracturación a escala morfológica, y de las grandes líneas de debilidad aprovechada por la tectónica Alpina. Ambos sistemas pueden ser conjugados aun cuando no correspondan al mismo tiempo, siendo anterior y principal el NE.

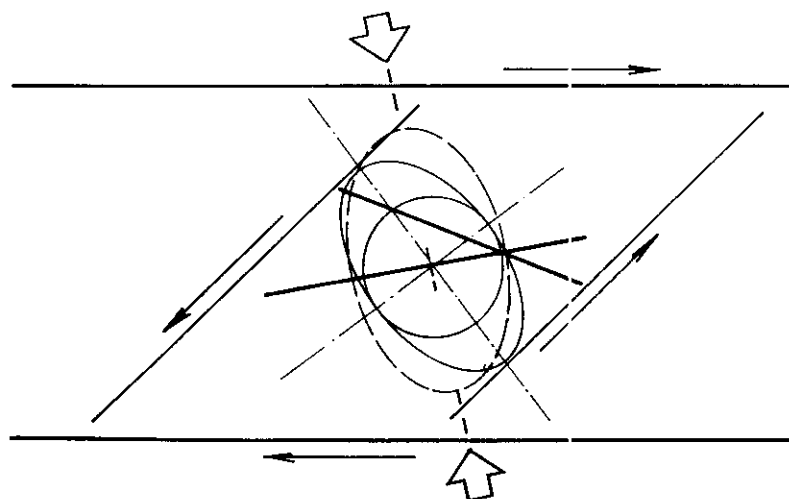


Fig. 32

El movimiento de las fallas NE es sinistral, habiéndoseles atribuido también movimientos dextrales por UBANELL, A.G. (1977). En la falla de Plasencia el desplazamiento en dirección, cuantificado en el dique sienítico y en los diques de pórfido del sistema E-O, es de 650-700 metros. Este dato nos hace pensar que el desplazamiento en este sector debió producirse en el paso Estefaniense-Pérmico Inferior (280 ± 10 m.a.) puesto que los materiales que desplaza son granodioritas tardías y el desplazamiento, como indican ARTHAUD, F. y MATTE, P.H. (1975) es hasta siete veces menor que el de los granitos antiguos afectados en otros sectores por fallas de esta dirección. Todo ello confirma que el tiempo de los esfuerzos no pudo ser tan dilatado como en otros sectores de la cadena, situando el límite superior en 278 ± 16 m.a. que es el umbral inferior de los diques de pórfido desplazados.

2.- Formadas las principales fallas del sistema NE según el modelo de Riedel aplicado, podemos considerar que se forman como fallas conjugadas de las R' las fracturas importantes del sistema ONO en un nivel tectónico mas elevado ocasionado por el levantamiento general de la placa; ambos sistemas R' y conjugado compartimentarian el macizo en dos direcciones principales de debilidad, la NE, mas importante, y esta ONO como secundaria de menor profundidad. Ambos sistemas forman las verdaderas líneas de reactivación vertical en el rejuego posterior durante la tectónica Alpina, pero además este sistema ONO puede haber jugado un papel importante en la apertura o no de las fracturas ENE, disipando esfuerzos a través de ellas y facilitando posteriormente los pequeños movimientos en dirección del mismo, generados como respuesta de todo el conjunto, ante el desplazamiento sinistral de la gran falla cortical de Plasencia en la fase final de los desgarrres, anterior a la fase distensiva intrapérmica, e incluso en el rejuego alpino.

3.- Para el sistema de fracturas de dirección E-O que se encuentra intruido por pórfidos y episenitas y para el dique de Las Fuentes, que intruye una fractura del sistema N-S, el límite inferior de edad ha sido fijado por varios autores en 280 +/- 10 m.a. y el superior en 230 +/- 10 m.a. en el Triásico Medio que es la antigüedad del dique de Plasencia, el cual corta al dique de las Fuentes en Amavida y al haz de diques E-O de pórfido al Sur de Sanchorreja. Por tanto la edad de estas fracturas hay que situarla próxima al límite inferior Estefaniense-Pérmico y se formarían en la parte del plutón mas próxima a la superficie con

materiales mas rigidificados, cuando la parte interna todavía no estaba consolidada. Los diques intruidos serian de origen magmático según FUSTER, J.M. e IBARROLA, E. (1953). Los esfuerzos necesarios para su génesis podemos situarles dentro de una distensión local relacionada con la propia intrusión magmática, (bajo un mecanismo análogo al de los diapiros), MATTAUER, M.(1976), puesto que se está en presencia de un magma líquido y bajo presión. En esas condiciones el magma puede inyectarse en la mínima fisura que se abra por la propia descompresión del material caja mas rigidificado. La dirección del esfuerzo distensivo podemos situarla N-S a partir de la posición de los propios diques (Fig. 33). Este sistema E-O, formado por el haz de diques, se encuentra desplazado en sentido sinistral (700 metros) por la falla de Plasencia, del sistema NE; está cortado por el dique de Plasencia; presenta ligeros desplazamientos y desenganches al ser cruzado por las fracturas del sistema NNE; por otra parte, todos los diques se encuentran arqueados en el tramo comprendido entre las fallas de Muñico y Plasencia (del sistema NE) y en el desarrollado entre esta última y la de Muño-chas-Casas de Berona (del sistema NNE); además de estar interceptado repetidamente por las fracturas del sistema NNO y NO. Asimismo el dique de Las Fuentes está desplazado en Amavida 650 metros por la falla de Plasencia y es interceptado por fracturas de los sistemas, NE-SO y ONO.

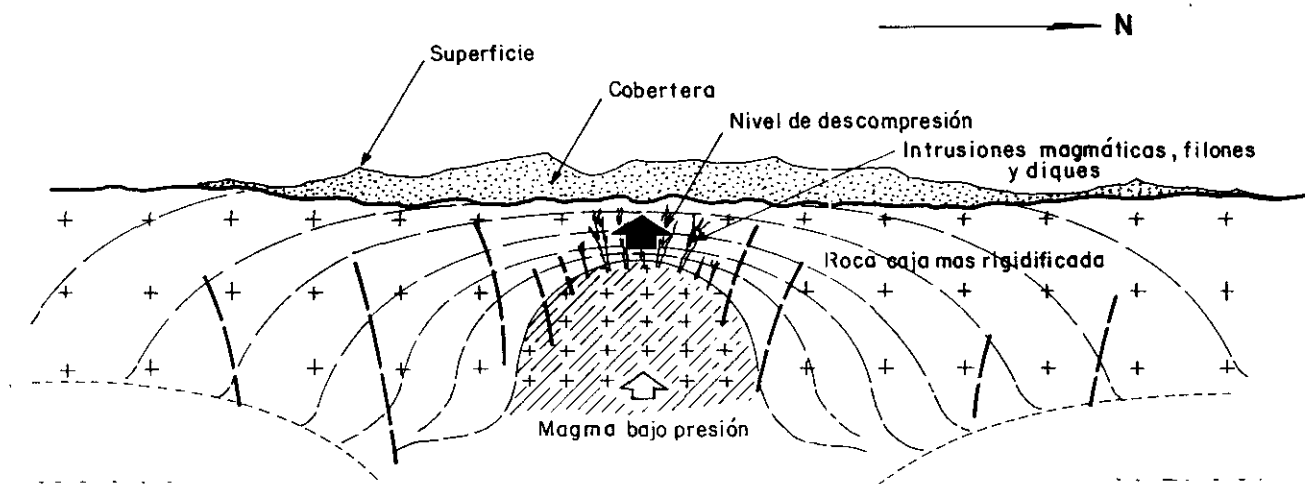


Fig. 33 Forma local de distensión relacionada con la intrusión magmática.

4.- El campo de esfuerzos compresivos de dirección N-S generaría a nivel regional los mecanismos de desplazamiento sinistral a lo largo de las fallas NE según un elipsoide de transformación semejante al de la Fig. 34 quedando registrados el desplazamiento y la deformación del bloque en los diques de pórfido del sistema E-O entre las fallas de Muñico y Plasencia

El bloque tectónico sufriría un ligero estiramiento en la dirección de los desgarres próxima a ENE-OSO (elipsoide de transformación) provocando el arqueamiento de los diques de pórfido, por distensión de las zonas próximas a las fallas que se mueven en la horizontal, y experimentaría un ligero acortamiento en la

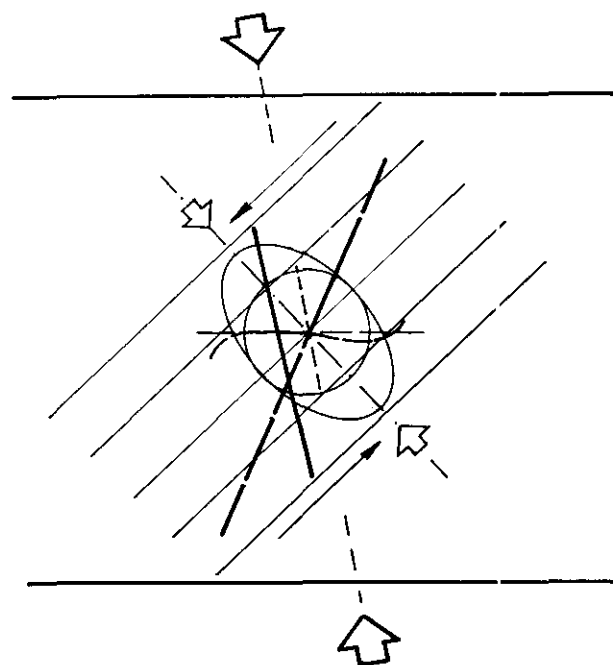


Fig. 34 Elipsoide de transformación.

dirección de los esfuerzos N-S próxima a NNO-SSE generando las fracturas del sistema NNO y NO que interpretamos como conjugado del E-O antiguo en este estadio de esfuerzos, pero en una posición del batolito mas elevada que cuando éstos fueron intruidos (Fig. 35).

El sistema de fracturas NNO a NO formado por los esfuerzos compresivos mantiene su posición original norteadada (mapa geotectónico) en las zonas que han sufrido menor deformación, encontrándose giradas a una posición NNO en las zonas mas próximas a la falla de Plasencia y desplazadas a una posición NO en la zona mas alejada de la gran falla (en Duruelo y La Colilla) a la que han sido llevadas por los movimientos de desgarre de las fallas NNE.

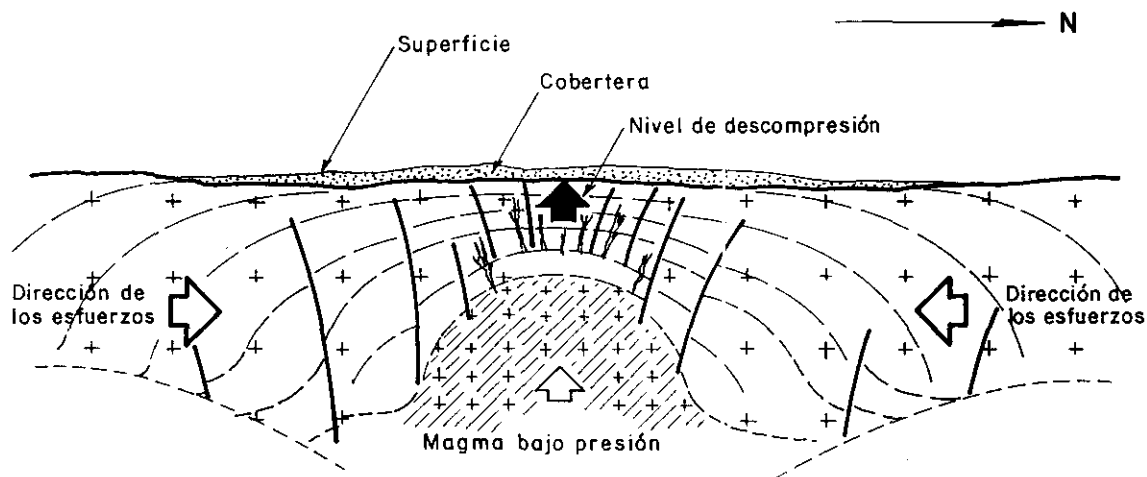


Fig. 35 Esquema de la posición del batolito y formación de las fracturas NNO y NO.

5.- Los sistemas de dirección NNE y ENE debieron formarse en una etapa posterior de esfuerzos mas localizados como indican ARTHAUD, F. y MATTE, P.H. (1975) para diversas áreas de la cadena; debieron actuar para esta zona del Sistema Central esfuerzos compresivos en una dirección E-O (ENE a OSO) donde es importante considerar un campo de esfuerzos triaxiales dando cierta importancia al esfuerzo litostático (Fig. 36) junto al esfuerzo tectónico horizontal, puesto que esta deformación debió tener sus principales efectos en un nivel litostático no muy profundo pero con un gradiente térmico elevado y bajo fuerte presión; consideraciones que pueden apoyarse en las siguientes observaciones:

a) Se trata de un campo de esfuerzos localizados que pueden relacionarse con la existencia de un plutón local.

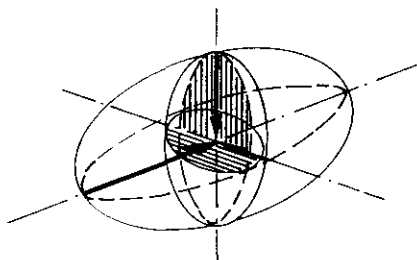


Fig. 36 Elipsoide de esfuerzos triaxiales.

b) Las fallas están ligeramente curvadas en el sentido de los esfuerzos e intruidas por diques de cuarzo con importantes zonas cataclásticas y procesos de episienitización en las paredes internas de las propias fracturas.

c) Se presentan espaciadas a intervalos de varios kilómetros.

d) Forman dos sistemas conjugados con las mismas características pero de direcciones NNE y ENE (Fig. 37).

Se localizan mayoritariamente las de dirección NNE, al Este de la falla de Plasencia, y las de dirección ENE al Oeste de la falla de Muñico, quedando el bloque tectónico de la Sierra de Avila, comprendido entre ambas fallas (Plasencia y Muñico), afectado exclusivamente por algunas fracturas en estas direcciones de trascendencia geomorfológica menor, todo lo cual nos induce a pensar que en el sector limitado por fallas profundas, éstas,

junto con las ONO han disipado los esfuerzos compresivos de esa dirección E-O motivando quizá en ellas un movimiento dextral.

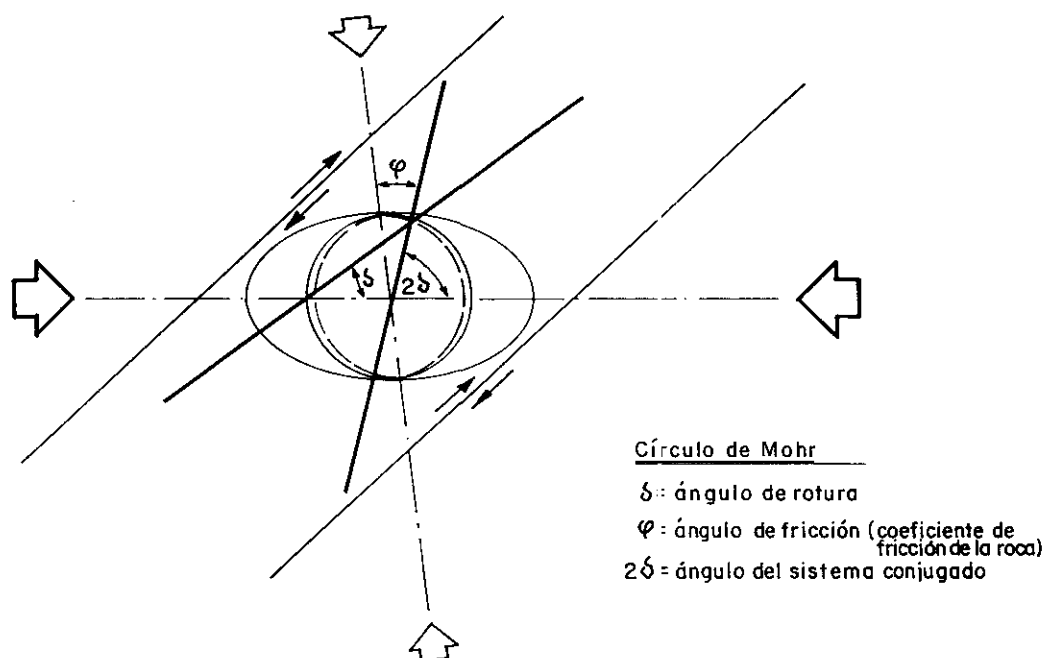


Fig. 37 Sistemas conjugados NNE y ENE.

Las fracturas NNE cortan a los diques de pórfido del sistema E-O antiguo y han rejugado durante la tectónica Alpina en la vertical y con pequeños movimientos en la horizontal durante la apertura posterior de la fosa del Valle de Amblés. Las de dirección ENE han rejugado en la vertical creando escalones tectónicos en la rampa de Mirueña.

6.- Dentro de la geocronología de la fracturación tardihercínica después de la tectónica de desgarres (300 +/- 10 m.a. y 280 +/- 10 m.a.) se sitúa seguida en el tiempo una etapa de tectónica distensiva intrapérmica que para el estudio de toda la cadena hercínica ha sido evidenciada de mayor importancia que la propia

fase de desgarres, en el modelo evolutivo propuesto por LORENZ,V. y NICHOLLS,I.A. (1976).

Siguiendo a CAPOTE, R.(1983), "este modelo se centra fundamentalmente en la tectónica distensiva. Para estos autores todo el ámbito hercínico europeo formaría una región de tipo "Basin and Range" similar a la del Oeste Americano. Su desarrollo iría sujeto a un proceso de "doming" a escala continental como respuesta al ascenso desde el manto de material fundido generado sobre dos placas descendentes consumidas desde sendas zonas de subducción, una al Norte y otra al SE de Europa".

"Durante el Estefaniense y el Pérmico se habría llegado a una situación de colisión en el Norte del continente y al bloqueo de ambas zonas de subducción; el material ígneo ascendente produciría la elevación y emersión de todo el área continental, recién estructurada en la orogenia hercínica, dando lugar a una distensión regional, responsable de las fallas, grabens y semi-grabens pérmicos". "El volcanismo sería la expresión superficial del ascenso de magma desde el manto y estaría en relación con el plutonismo postectónico hercínico (Fig. 33)". "En este modelo los movimientos de desgarre serían subordinados a los de las fallas normales".

En el Sistema Central Español, el volcanismo calcoalcalino de Atienza (CAPOTE, R. 1983), "puede suponerse como la manifestación superficial del plutonismo posthercínico". El volcanismo comenzó en el Estefaniense y continuó hasta la mitad del Pérmico

desarrollándose ampliamente en toda la Península. En el área de estudio los factores tectónicos pueden enmarcarse en este contexto dentro de la evolución del plutonismo tardihercínico general y regionalmente con una manifestación plutónica localizada con la intrusión de diques y, al igual que en todo el Sistema Central, con una fuerte actividad tectónica frágil que produjo la densa fracturación a todas las escalas geomorfológicas.

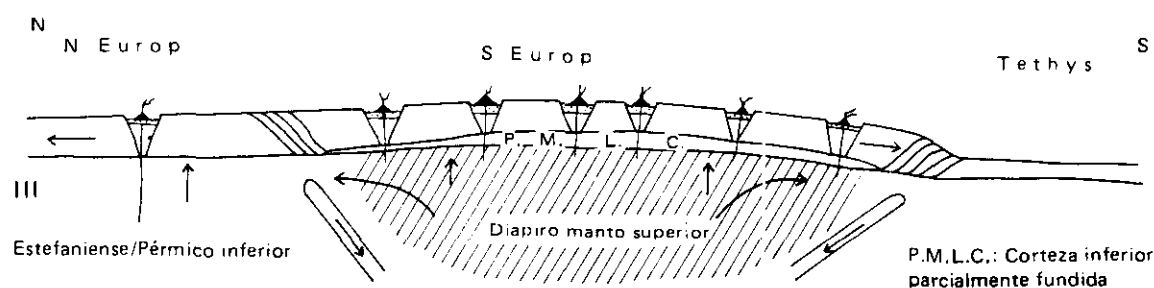


Fig. 38 Interpretación de la tectónica tardihercínica durante el Pérmico como la propia de una provincia Basin and Range. Según Lorenz y Nicholls (1976).

La edad de las rocas granitoides tardías en zonas próximas al sector estudiado (Villacastín) está fijada en 278 ± 16 m.a., MENDES et al (1972). "El carácter bimodal, la composición química, la asociación a una tectónica de fracturación intensa y la amplia extensión superficial del volcanismo permo-carbonífero de la Península, le hacen equivalente al descrito para toda

Europa (LORENZ y NICHOLLS op cit)".

Esta etapa de tectónica distensiva ha generado en otras regiones de la Península movimientos importantes de fallas en la vertical con la formación de horst y grabens que fueron fosilizados por la sedimentación de las facies rojas saxonienses (como en la Cordillera Ibérica). En el sistema central pueden considerarse también movimientos verticales de esta etapa aun cuando hayan sido desvirtuados durante su rejuego posterior en el Alpino.

En el área de estudio asociamos con esta etapa distensiva intrapérmica un hecho trascendental para la posterior evolución morfoestructural y para el modelado granítico de la zona, tal es la generación de una densa red de fracturas de menor profundidad y un intenso diaclasado sobre las rocas graníticas.

Durante la tectónica de desgarres, los distintos esfuerzos habrían formado ya líneas de debilidad en los niveles mas superficiales. La mayor trascendencia en el movimiento de la falla de Plasencia podría haber generado en la zona de estudio líneas de diaclasado próximas al modelo de la Fig. 39. Estas líneas de diaclasa siempre se presentan en planos conjugados, dependiendo sus direcciones del tipo de desplazamiento y de la intensidad del esfuerzo.

Los factores determinantes de esta intensa fracturación

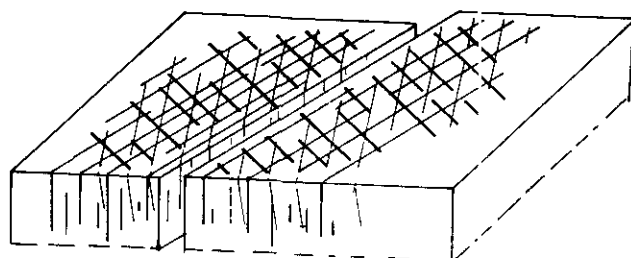


Fig. 39 Planos conjugados de diaclasas.

podemos fijarlos en los siguientes:

a) La elevación y fuerte erosión generalizada que tienen lugar sobre toda la cadena, y la actividad magmática en profundidad, propician la formación de desajustes en los distintos bloques tectónicos creando diferentes ritmos de elevación, con repercusión regional en el ascenso de los niveles estructurales, situando cerca de la superficie localmente niveles magmáticos generados en profundidad.

b) Las características petrológicas y las propiedades mecánicas de las rocas graníticas (que se rompen por distensión con un esfuerzo treinta y tres veces menor que por compresión, BILLINGS, M. P. 1972), el avance progresivo hacia un estado de rigidificación hacia la superficie y el comportamiento frágil de este nivel ante los esfuerzos tectónicos.

c) La fragmentación y el intenso diaclasado se producen dentro de un estado distensivo general por descompresión superficial, PRICE, N.J. (1966).

Todos estos factores inducen a pensar que cuando los materiales mas superficiales del batolito, por efecto de la denudación alcanzan la superficie topográfica, el conjunto granítico está compartimentado en grandes bloques tectónicos, que se han movido horizontal y verticalmente, y que presentan en los niveles de superficie una fracturación intensa y un denso diaclasado siguiendo fundamentalmente las direcciones estructurantes principales NE, ONO y N-NNE.

2.3.3 La tectónica Alpina.

El régimen distensivo que se establece para el conjunto de la Cadena durante el Pérmico Superior permanecerá activo durante todo el Mesozoico; comienza así el Ciclo Alpino, cuyos efectos geotectónicos van a estar condicionados y en gran parte dirigidos por las líneas de fracturación tardihercínicas, en general para el conjunto del Macizo Ibérico, y en particular en la formación del Sistema Central.

Siguiendo a CAPOTE, R. y CARBO, A.(1984) se pasará así de la tectónica propia de una extensa "provincia" tipo "Basin and Range" para toda la cadena, con activa tectónica en bloques y volcanismo intenso asociado, a la formación individualizada de las cuencas alpinas. Las fallas tardihercínicas impondrán sus directrices, enmarcando los bloques subsidentes que serán fosilizados por los sedimentos mesozoicos y terciarios y además ejercerán el control, en gran medida, sobre la tectónica compresiva durante el Terciario. Este periodo distensivo iniciado en el Pérmico Superior, se extenderá hasta el Cretácico Superior (80 m.a.) determinando la erosión y la sedimentación durante todo el Mesozoico. Tras la generación de la tectónica de bloques en el Pérmico, con una distensión moderada, en el Triásico la distensión se acentuó, provocando un adelgazamiento cortical con importantes cambios en los efectos térmicos, que permitió la generación de magmas profundos y su ascensión a través de las fallas mas profundas. Este proceso dió lugar a la ascensión del magma basáltico a través de la falla de Plasencia intruyendo el dique básico durante el Trias-Jurásico ? interpretado como un

protorift abortado por GARCIA DE FIGUEROLA L.C. (1974). En realidad no es un dique sencillo, sino un sistema complejo con ramificaciones que se desplazan del desgarre principal, indicando su carácter dilatacional, cuya intrusión se realizó posiblemente de forma lenta y repetida durante un periodo largo de tiempo; "SCHERMERHORN et alt (1978) le sitúan entre 186 +/- 6 m.a. y 148 +/- 8 m.a.; y TEIXEIRA y TORQUATO (1975) 220 +/- 13 m.a", es decir su edad oscila entre el Triásico Medio y el Trias-Jurásico. En cualquier caso parece claro que el dique debe intruirse coincidiendo con el periodo de máximo estiramiento en los niveles inferiores de la plataforma coincidiendo con la apertura del Atlántico, CAPOTE, R. (1983); VEGAS, R. y BANDA (1982) , Fig. 40.

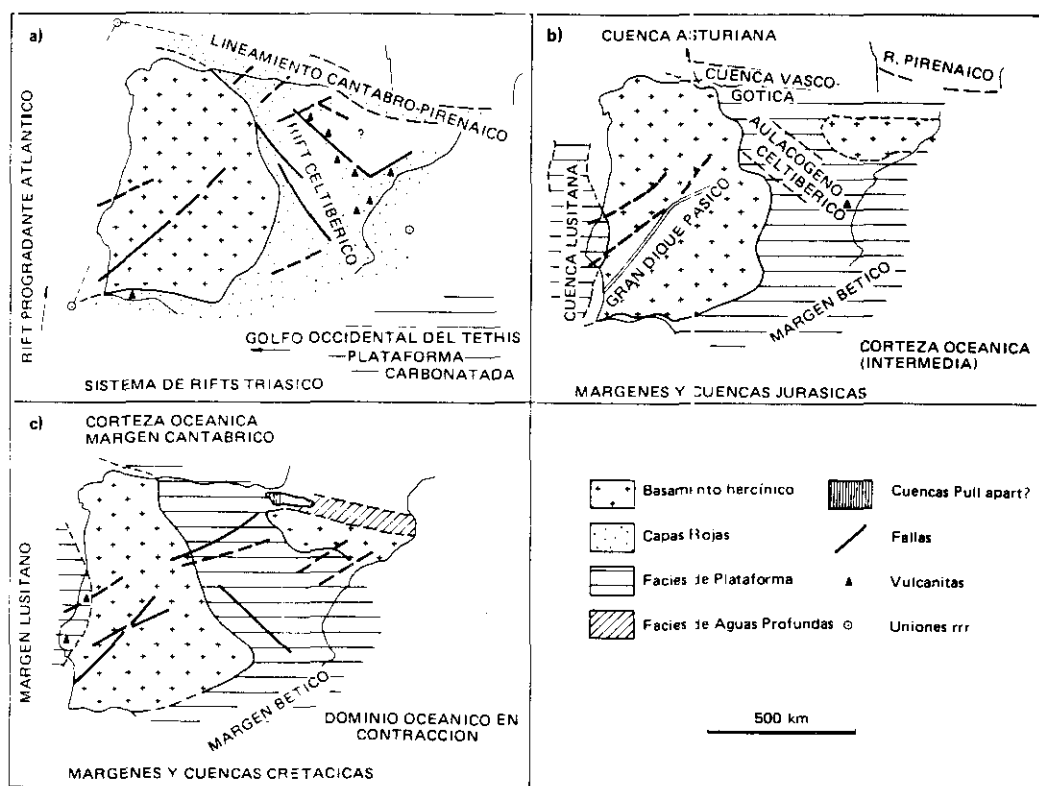


Fig. 40 Márgenes y cuencas de las áreas de plataforma durante el Mesozoico en relación con la Península Ibérica, según VEGAS y BANDA (1982).

En el Cretácico Superior el cambio de sentido del movimiento relativo entre las placas Euroasiática y Africana, provocando una situación colisional, dió lugar a un régimen de esfuerzos compresivos en la placa Ibérica determinando el acortamiento intenso de las cadenas alpinas y la compartimentación en diversas unidades de la plataforma. Dada esta situación colisional, los esfuerzos compresivos se transmitieron desde las márgenes activas (donde se formaron las cadenas alpinas) con alternancia de dirección según los esfuerzos transmitidos desde el margen Pirenaico o el Bético.

El comportamiento de los diferentes sectores de la placa fue determinado por las características litológicas, por el grado de fracturación tardihercínica y por la estructura profunda de la plataforma. Para el Sistema Central ROSALES, F. et al (1977), apoyados en estudios gravimétricos, indican que la línea de discontinuidad de Moho se encuentra mas alta bajo el bloque del Sistema Central, levantado por fallas, que las zonas adyacentes de la plataforma.

Ante los primeros esfuerzos compresivos durante el Paleoceno (NO-SE) se generaría un arqueamiento de la región central, de donde surgirá el Sistema Central (Fig. 41). Este arqueamiento o bóveda central para PORTERO, J.M. y AZNAR, J.M. (1984) se correspondería con la "Bóveda Castellano-Extremeña" de ALIA MEDINA, M. (1976). Posteriormente, a partir del Eoceno Superior-Oligoceno y hasta el Mioceno Superior, se producirán los movimientos diferenciales a lo largo de fallas generalmente preexistentes,

tardihercínicas, originándose la característica tectónica de bloques pero que no podemos interpretar exclusivamente con movimientos en la vertical, ya que en determinadas fallas el desplazamiento en dirección fue fundamental.

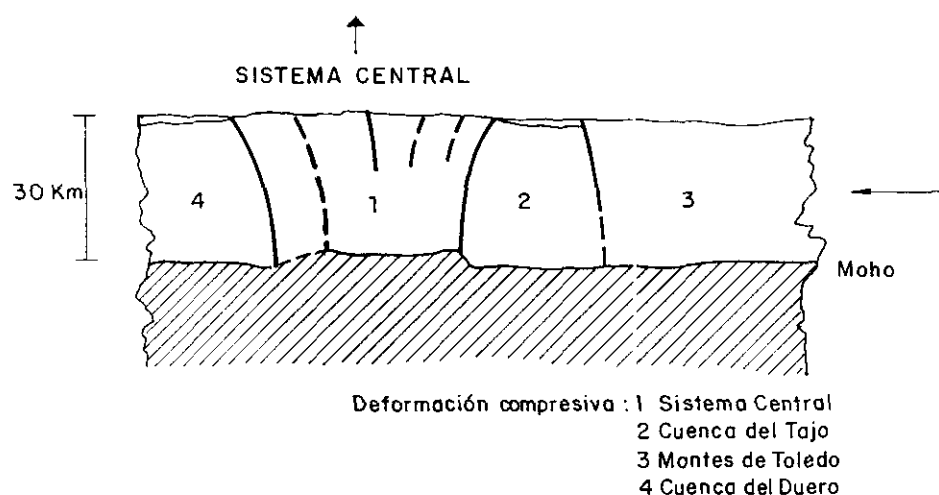


Fig. 41 Deformación compresiva según VEGAS y BANDA (1982)

La existencia de movimientos horizontales para el conjunto del Sistema Central durante los periodos de esfuerzos compresivos principales (Fig. 42) ha sido puesta de manifiesto por PORTERO, J.M. y AZNAR, J.M. (1984) dentro de un modelo de tipo "romb-horst" en el que las cuencas terciarias interiores del Sistema Central, como el Valle de Amblés, se explicarían como cuencas "pull-apart".

Sobre la evolución alpina del Sistema Central, se han realizado diferentes investigaciones desde las de SCHWENZNER, J.E. (1932); nosotros presentamos aquí exclusivamente algunas de las

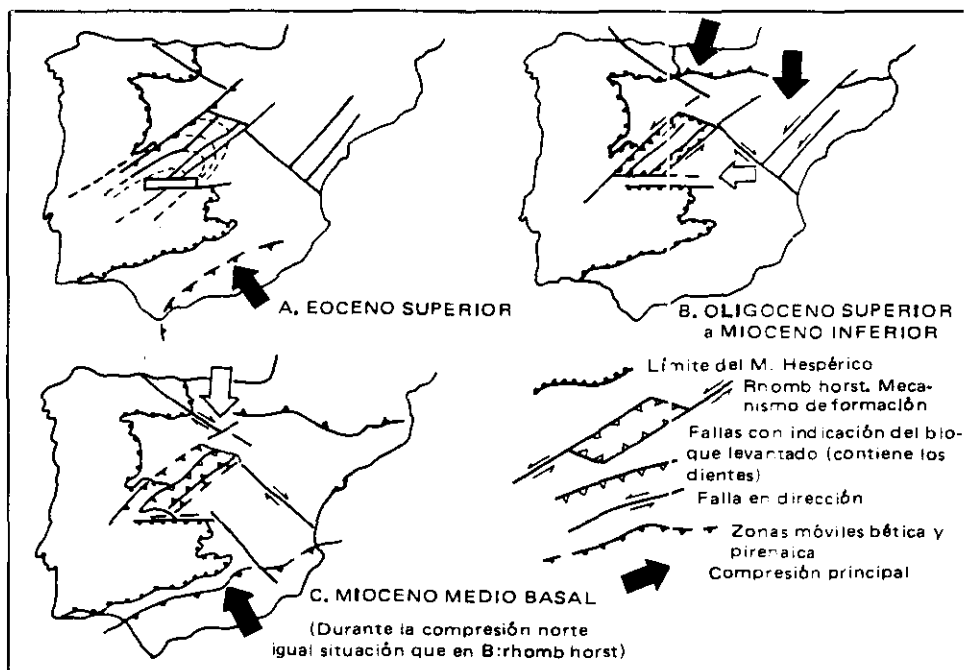


Fig.42 Evolución tectónica del Sistema Central según el modelo del Romb-horst de PORTERO y AZNAR (1984).

conclusiones de los trabajos que desde nuestro punto de vista enlazan con la interpretación evolutiva que presentamos del área de estudio.

BIROT, P. y SOLE SABARIS, L.(1954) en su trabajo sobre la morfología de la Cordillera Central Española, para el sector oriental de la misma, donde se localiza el área de estudio, "parten para el sector de Gredos en ambas vertientes de una superficie precénica". "La deformación del Guadarrama la fijan en el Paleógeno y el movimiento de compresión principal, que cortó la región en dovelas anticlinales y en depresiones sinclinales de radio medio de curvatura ocurrió en el Mioceno, probablemente a mediados del periodo". "La evolución subsiguiente

varía en función de la edad que se atribuya a las superficies de erosión rocosas del piedemonte, que es difícil considerarlas como contemporáneas de las superficies culminantes, las cuales están enteramente desprovistas de relieves residuales". "Ante estos hechos plantean tres interpretaciones evolutivas: a) La fase orogénica mayor no produjo relieves enérgicos en la región hoy destacada. El levantamiento en horst se produjo en una segunda fase de dislocación y representaría una verdadera inversión tectónica. b) La fase orogénica principal levantó fuertemente el horst central. Pero la segunda fase de levantamiento comenzó antes de que la erosión regresiva, que atacó el piedemonte meridional estable, hubiese alcanzado la parte central. c) El movimiento de elevación del bloque central pudo continuar ininterrumpidamente sin fase de reposo, a partir de la primera compresión tectónica".

PEDRAZA, J. DE (1981) define las etapas evolutivas recientes del borde meridional del Sistema Central (zona entre Guadarrama y Gredos) partiendo de que el fin del ciclo iniciado con la orogenia hercínica queda marcado en la superficie definida como "penillanura poligénica heterocrona". "Esta superficie tendría un significado morfológico equivalente al de otras superficies ya definidas ("Dachflache" de SCHWENZNER, 1937); o la "fundamental de la Meseta" SOLE SABARIS y cols. 1952), dado que se halla hoy formando tanto la superficie de cumbres como la de paramera (M3 de Schwenzner)".

"Esta superficie es asociable a unos depósitos silíceos citados

en el Valle de Amblés (UBANELL, A.G. et al. 1978) y en la Cuenca del Duero (JIMENEZ FUENTES, E. 1977). La edad atribuida a dichos depósitos es entre el Finicretácico y el Eoceno. Pueden representar aluvionamientos estancados típicos de ríos que circulan por relieves ya casi seniles con drenajes muy deficientes. Todos ellos presentan una neta discordancia con los de la serie arcósica, que los fosilizan. que para el Valle de Amblés ha sido datada del Oligoceno Medio (GARZON HEYDT, G. y LOPEZ MARTINEZ, N. 1978). La síntesis evolutiva queda resumida en cuatro puntos: 1.- Los movimientos previos a la etapa arcósica (fase Castellana de AGUIRRE, E. et al. 1976) implican una elevación general en los terrenos que van a definir la Meseta produciéndose diferenciación respecto de los que van a formar las cuencas sedimentarias (delimitación de la franja de transición dinámica macizo-cuenca); 2.- Tras el episodio inicial, progresivo hundimiento de las cuencas (definición de las distintas fallas, durante la sedimentación de la serie arcósica); 3.- Tras la colmatación de las cuencas arcósicas (Plioceno Medio) se inicia otra ruptura neta en la evolución del borde Sur (definición de los bloques autónomos por el funcionamiento de las fallas); y 4.- Subsistencia selectiva en el borde de la Cuenca desde el Plio-Pleistoceno hasta el Holoceno".

UBANELL, A.G. (1977, 1981) para el sector medio del Sistema Central-"sin entrar en profundizar sobre los temas morfológicos", según sus propias palabras- diferencia una serie de bloques que se han movido en la vertical y que han actuado como una unidad

rígida. en los que se producen basculamientos, elevaciones, hundimientos, sedimentación-erosión, etc. dando lugar a horst y grabens. Parte de la existencia de cuatro bloques tectónicos tardihercínicos cuyas estructuras ya pusiera de manifiesto VIDAL BOX, C. (1937), diferenciando cuatro zonas elevadas o horst, de N a Sur: Sierra de Avila, Paramera-La Serrota, Gredos y el Piélagos; y dos depresiones o grabens en el mismo sentido: Valle de Amblés-Campo Azálvaro y Alberche." Refiriéndose a las unidades correspondientes a nuestra área de estudio (Graben del Valle de Amblés y Horst de Avila), propone para la formación del "Valle" una edad al menos Oligocena o anterior (Paleocena-Eocena) o incluso haber pertenecido a una cuenca mas amplia de la que se individualizarían las actuales depresiones del Amblés y Campo Azálvaro". "Los contornos son quebrados formados por fallas. El Horst de Avila ocupa una banda situada entre la depresión del Duero (limitado por fallas) y el resto del Sistema Central haciendo límite por el Sur con el Valle de Amblés y el Campo Azálvaro, formando una extensa superficie de 1100 m. de altura, inclinada ligeramente hacia el Norte y que al Oeste de Avila se desarrollan una serie de teclas de piano elevadas unas de otras con respecto a otras que originan pequeños horst el mas alto de los cuales se encuentra lindando con la falla de Plasencia y posee 1500 m. de altura". "Al otro lado de la falla de Plasencia este gran bloque se descompone en otros menores siendo el mas importante el Horst de Las Fuentes con alturas medias de 1500 m. si bien el punto mas culminante está a 1700 m". "El conjunto de este Horst y las anteriores teclas es lo que se conoce geográficamente como la Sierra de Avila".

Sobre la génesis del Valle de Amblés UBANELL, A.G. presenta como explicables los modelos de LENSEN (1958) y de ARTHAUD y MATTE (1977) para la formación de grabens a partir de fallas de dirección: ambos, apoyados en la necesidad del movimiento en dirección de la falla de Plasencia, dejan explícita la posibilidad de que el origen del Valle de Amblés haya sido favorecido inicialmente por un movimiento de este tipo.

SANZ HERRAIZ, C. (1985) en su trabajo sobre el relieve del Guadarrama Oriental presenta un exhaustivo trabajo de síntesis sobre las interpretaciones evolutivas del Sistema Central definiendo las fases tectónicas durante el Alpino y la evolución morfológica; presenta además su propio esquema evolutivo resumido en seis puntos: 1.- El cabalgamiento del zócalo en los bordes de las Cuencas, dato en el que se apoyan las interpretaciones de una fase de compresión tardía en la evolución tectónica del relieve, puede ser explicado en el marco de una tectónica distensiva generalizada, apareciendo ésta como una interpretación mas adecuada de la actual organización morfoestructural. 2.- Las últimas fases de movilidad tectónica provocan fundamentalmente reajustes tectónicos que en los contactos de los horst con las fosas no exceden de 100-200 metros, considerando éstos como las deformaciones de edad Pliocena. 3.- Las formaciones de bloques no parecen sedimentos correlativos de bruscas deformaciones tectónicas, ya que pueden ser explicados por procesos morfoclimáticos por correlación con depósitos

similares en áreas internas del macizo.4.- Los escalonamientos de bloques no corresponden a rellanos cíclicos en la evolución del relieve sino a la forma habitual de deformación de los horst según su desplazamiento de diverso salto. 5.- Los "inselberg" de la rampa meridional, son pequeños horst localizados en una banda paralela a la gran falla del SE que forma el límite de la rampa con la cuenca del Tajo. 6.- Las fases tectónicas miocenas son las que producen la deformación fundamental en este sector del Guadarrama.

2.3.3.1 La fracturación Alpina en el área de estudio.

En palabras de UBANELL,A.G. (1981), entendiendo como fracturas de este ciclo aquéllas generadas en los tiempos Alpinos, es decir desde el Triásico hasta la actualidad, en estos dominios del Sistema Central no existe tal fracturación alpina.

Ciertamente "sensu stricto" resulta muy difícil diferenciar una falla preexistente (tardihercínica) que ha rejugado en el Alpino de otra a la que podemos atribuirle exclusivamente su origen como alpina. Dada la densa red de fracturas tardihercínicas es lógico pensar que éstas disiparon los esfuerzos compresivos alpinos, originando la reactivación, principalmente en la vertical, de las líneas mas estructurantes, originando en su rejuego la tectónica de bloques.

No obstante lo anterior, en el sector del Sistema Central estudiado hemos asignado como correspondientes a este ciclo a

una serie de fallas que enmarcan parte de la fosa del Valle de Amblés en una dirección E-O; que, en nuestra opinión, se desenganchan ligeramente de las fracturas principales de dirección ONO dejando no obstante explicitado en la descripción morfoestructural su posible alineación con las mismas. El estudio cartográfico de detalle, los depósitos correlativos y la observación de campo, nos llevan a plantear las siguientes consideraciones:

1.- En ambos bordes del Amblés (N y S) todas ellas cambian bruscamente de dirección (en un determinado punto), respecto de la fractura ONO a la que se asociaría la alineación. 2.- Cortan sesgadamente los afloramientos masivos graníticos estructurados en una dirección principal ONO. 3.- En las correspondientes al borde del macizo cristalino de Avila se quedan drásticamente interrumpidas todas las fracturas de los sistemas NNE-ONO y NNO y NO, ante su intersección en el propio escarpe. 4.- Los sedimentos correlativos de la serie arcósica, en cambio lateral neto hacia facies carbonatadas en el sector de Padiernos, hacen pensar en movimientos mas recientes para los sectores limitados por estas fallas. Y 5.- Su génesis puede asociarse a los propios efectos descompresivos locales en la apertura de la fosa del Amblés, ante la dirección general de esfuerzos de componente SE-NO del frente bético. Se han diferenciado las siguientes fallas, todas de dirección E-O:

- Falla de Avila-Bascarrabal
- Falla de Muñozopepe
- Falla de Pradosegar-Muñotello
- Falla de La Hija-Villaviciosa
- Falla de Mironcillo

Generan escarpes originales de falla en el borde del Amblés con el bloque cristalino de Avila y hemos interpretado como de línea de falla a los del borde de La Serrota-Paramera por encontrarse la ruptura principal de pendiente, en algunos sectores, entre los escarpes y una pequeña rampa que es la que hace el contacto con los materiales arcósicos. La descripción detallada de todas ellas está desarrollada ya dentro del capítulo general de fracturación (terdihercínico), correspondientes al Sistema E-O, por lo que aquí nos hemos limitado simplemente a enumerarlas dentro del ciclo Alpino.

2.3.3.2 Evolución Morfotectónica.

El primer problema que se plantea a la hora de reconstruir la posible evolución morfotectónica del relieve, es definir de qué situación se parte, es decir definir de qué superficie antigua o sobre qué estadio paleogeográfico podemos referenciar los eventos acaecidos durante el Alpino.

Sobre el Sistema Central en el contexto del Macizo Hespérico se han propuesto desde antiguo superficies que desde una u otra perspectiva intentan definir arrasamientos cuyas edades varían desde el Triásico hasta el Plioceno. Surgen así los conceptos de superficies "M1, M2", etc.(SCHWENZNER J.E.1937); el de "penillanura fundamental" (SOLE,L.1952), o el de "penillanura poligénica heterocrona" (PEDRAZA,J.1981); "superficie inicial"

(MARTIN SERRANO,A.1985), que siempre plantean desde el punto de vista geomorfológico al menos dos grandes problemas: Su definición y su cronología.

Para nuestra área de estudio, hemos de enmarcar la interpretación de la evolución morfotectónica alpina partiendo de esa unidad estructural mayor que es el Macizo Hespérico. Podemos afirmar que una posible superficie pretriásica tiene escasa o nula importancia en el relieve actual, para el conjunto del Macizo Hespérico, aun cuando dentro de él pueda reconocerse en algún sector localizado. No obstante, sobre esa superficie, a la que nosotros hacemos mención exclusivamente como ente de referencia, sin asignarle valoración geomorfológica, actuaron los agentes morfogenéticos durante un periodo muy largo de tiempo con unas condiciones geotectónicas de gran estabilidad en un régimen de esfuerzos distensivos, generándose una destrucción general del relieve y una sedimentación de tipo continental y de plataforma de gran potencia que constituyen los materiales afectados por el ciclo alpino. De la sedimentación Mesozoica no existen materiales en el área estudiada, es decir existe un vacío sedimentario que incluiría desde las facies "Buntsandstein" (areniscas rojas del Triásico), hasta el Campaniense en el Cretácico final, con la excepción de un pequeño afloramiento de depósitos de borde atribuido al Cretácico final en el Campo Azálvaro, al Este de Avila y muy próximo a nuestra área de estudio; situado en una línea de dirección NO-SE sobre la que se ha trazado por varios autores la costa mas occidental del mar cretácico.

Así para nuestra zona , si hubo sedimentación mesozoica continental durante todo el Mesozoico, no existen indicios; en cambio sí hay pruebas convincentes de que los mares mesozoicos no llegaron hasta aquí, de todo lo cual se deduce que el bloque cristalino de Avila, por una parte, siempre estuvo emergido durante el Mesozoico y, por otra, sus materiales graníticos y metamórficos quedaron expuestos directamente en superficie, sin cobertera sedimentaria.

De esta forma, la superficie heredada de este periodo al igual que en otras zonas del Macizo, puede definirse como deformada y degradada por varios ciclos de reactivación y de erosión que actuaron sobre diferentes superficies que habrían sido a su vez atacadas por distintos procesos de alteración, mereciendo por tanto la calificación de poligénica y policíclica, dentro de las denominadas por MARTIN SERRANO,A. (1985,1991) "superficies de regradación". Por todo lo cual puede quedar definida como superficie prepaleocena una peneplanicie producto de la degradación poligénica y policíclica de una antigua superficie de referencia pretriásica.

Antes de seguir con la evolución morfoestructural de la zona, conviene reseñar algunas consideraciones acerca de las condiciones paleoclimáticas que afectarían a la zona en el Cretácico Superior-Paleógeno. La actividad geotectónica durante el Triásico y el Jurásico hace que se rompa la Cadena Hercínica quedando afectada por fragmentación también la Plataforma Ibérica y situada entre dos grandes mares que invaden transgresivamente

amplias áreas antes emergidas; de esta forma, en un ambiente marino las condiciones climáticas marcadas por la continentalidad serian muy suavizadas, pasando quizá a un régimen húmedo pero manteniendo un nivel térmico elevado por su posición relativa sobre el trópico.

Estas condiciones paleoclimáticas de constante alta temperatura y con humedad, aunque con variaciones oscilantes, de tipo tropical, debió permanecer durante todo el Paleógeno siendo mas marcada la tendencia a la aridez cuanto mas se avanza en el tiempo dentro ya del Oligoceno, JIMENEZ FUENTES, E.(1974).

Estas condiciones biostásicas favorecerian una meteorización química muy activa con especial intensidad sobre las rocas graníticas generando potentes mantos de alteración. El desmantelamiento parcial de los materiales terrígenos del regolito, previamente lavados sus productos solubles, por la acción de las aguas superficiales, alimentaria la formación de depósitos que corresponderian a las facies siderolíticas Paleocenas. En nuestra zona de estudio estos depósitos estarian representados por la serie basal siderolítica de la Cuenca, en el afloramiento al Sur de Blascomillán y otros retazos adosados al borde del bloque cristalino de Avila, tanto en su límite con la Cuenca del Duero como con el Valle de Amblés.

Por todo lo anterior, la superficie que interpretamos como fundamental, de partida, cuando comienza la elevación general del

Sistema Central durante el Paleoceno, es una superficie poligénica o policíclica, peneplanizada, morfológicamente senil, en la que existe una dinámica de tipo biostásico que genera un manto de alteración en el que el frente de meteorización, posiblemente tendría mayor progresión en profundidad que la dinámica erosiva propia de la paleosuperficie topográfica. Este profundo manto de alteración no progresaría de manera lineal, sino selectiva, puesto que el basamento granítico se encuentra intensamente fracturado. La densa red de fracturas y diaclasas marcarían las líneas de debilidad por donde progresaría con mayor incisión el frente de meteorización MOLINA, E.(1991).

La primera elevación general del Sistema Central en este periodo tiene lugar durante el Paleoceno; el sector correspondiente al bloque cristalino de Avila participaría de esta dinámica compresiva, elevándose en su conjunto; aunque conviene precisar que es una zona de borde dentro de la anteclice del conjunto de Gredos y que se encuentra partida tectónicamente, a nivel de toda la plataforma, por la falla de Plasencia. Existen por lo tanto unos elementos estructurantes a escala regional que, en nuestra opinión, van a jugar un papel fundamental en la morfogénesis local del sector estudiado. Partiendo del modelo evolutivo general para el Sistema Central, existiría una deformación vertical tipo bóveda de gran radio de curvatura donde el eje axial de esa posible anteclice se situaría en la zona central del Macizo de Gredos y en una dirección NE-SO, en la que el sector del bloque de Avila quedaría localizado en el flanco NO, en la zona mas alejada del eje, (Fig. 43).

A escala real, el tramo comprendido entre la superficie de Cardeñosa, a 1100 m. de altitud, y la del altiplano de la

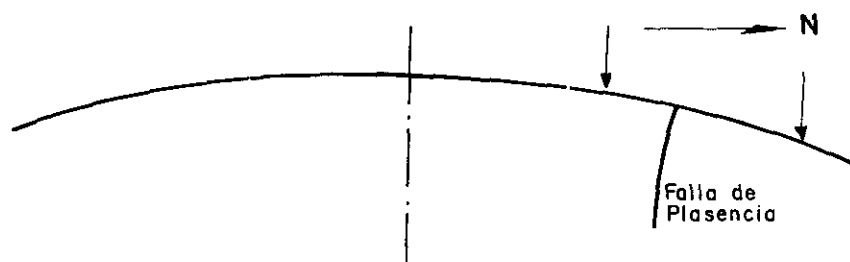


Fig. 43 Situación del bloque de Avila respecto de la estructura en bóveda o anteclice del Macizo de Gredos.

Paramera, a 1500 m., (con una distancia horizontal de 25 Km.) y aplicando al cálculo las necesarias ponderaciones (por tramos de pendiente continua), podrían formar parte de una misma rampa antigua con una pendiente del 0,56 %. En esta observación podría decirse que no existe nada nuevo, puesto que ya BIROT, P. y SOLE, L. (1954), para describir la superficie al Este de Avila, dicen literalmente: "Al Oeste del Valle del Voltoya (Este de Avila) se da la singularidad de poder pasar de la Cuenca de Castilla la Nueva a la de Castilla la Vieja sin atravesar ningún escarpe de falla". Una amplia plataforma rocosa se eleva lentamente desde 1100 a 1200 m. y a una decena de kilómetros al Este de Avila pasa debajo de una especie de istmo que separa la fosa del Alto Voltoya (Campo Azálvaro) y el Valle de Amblés. Después la pendiente se acelera sin tomar el aspecto de un escarpe. En 3 Km. se pasa de 1200 a 1400 m. hasta alcanzar la

superficie culminante de La Paramera de Avila que desciende progresivamente hasta la región de Cebreros. El corte descrito permite interpretar la acentuación de la pendiente entre 1200 y 1400 m. como resultado de una flexión que afecta a la superficie culminante de La Paramera".

En efecto, esta gran superficie o rampa ha sido puesta de manifiesto por nosotros mediante el análisis interpretativo de un modelo digital del terreno (M.D.T. fig.38) realizado a tal efecto y que junto con otras observaciones ha permitido elaborar las siguientes consideraciones:

- 1.- La superficie que podemos considerar como la heredera de la paleocena, o prepaleocena interpretada por nosotros como la fundamental de partida, es la que se sitúa entre los 1100-1250 m. de altitud y que se localiza en torno a la ciudad de Avila y hacia el Norte, hasta el límite con la Cuenca del Duero.
- 2.- Es en este sector al Norte de Avila, en el que se sitúa a menor altitud de todo el bloque cristalino, donde se ha encajado el río Adaja.
- 3.- No puede afirmarse que en este sector de Avila el bloque cristalino esté basculado hacia la Cuenca del Duero, sino mas bien que forma una peana de la que puede calcularse una pendiente general hacia el Norte del 0,56%, la cual correspondería a su posición inicial dentro del conjunto (Fig.44)
- 4.- Sobre este corte en el sector de la rampa correspondiente al bloque de Martiherrero, que podemos considerar como el mas estable tectónicamente, hemos interpretado el posible manto de alteración de la paleosuperficie de partida aceptando que la

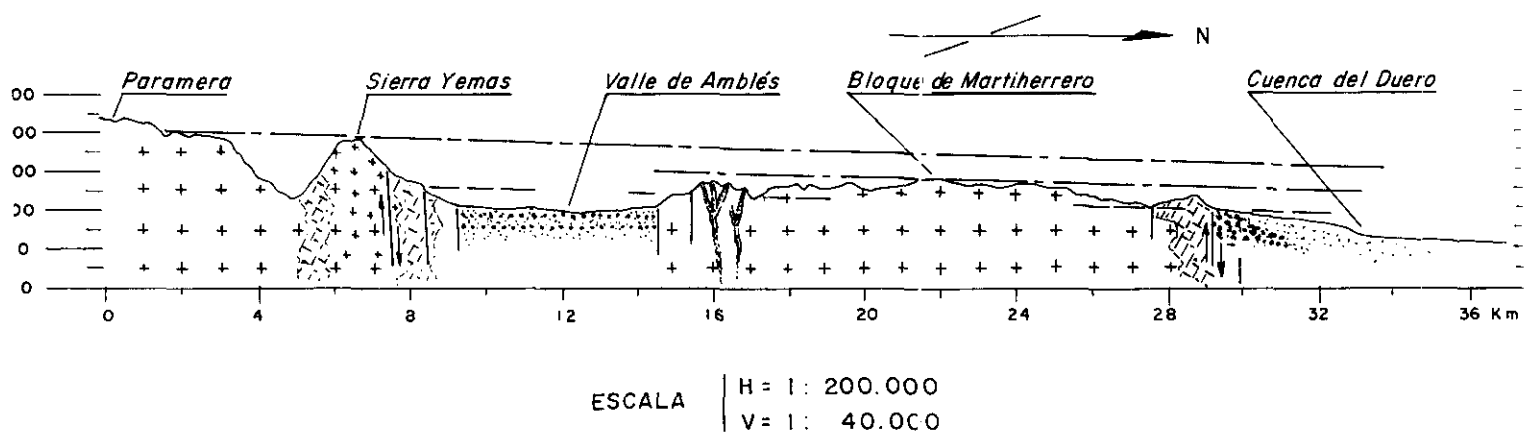


Fig. 44 Corte morfoestructural sobre todo el conjunto de la rampa antigua desde La Paramera hasta la Cuenca del Duero en el sector al Oeste de Avila.

topografía actual correspondería a la degradación de una superficie grabada premiocena. En esta superficie se observan , por una parte, restos del manto de alteración de varios metros de potencia; y por otra, la propia superficie grabada, posiblemente conforme a su posición de partida, visible sobre el afloramiento de granitos aplíticos del Sur de Cardeñosa, donde el manto de alteración ha sido desmantelado por completo (Fig.45).

La potencia del mismo deducible en este sector, habría sido superior a los 120 metros para las partes mas profundas.

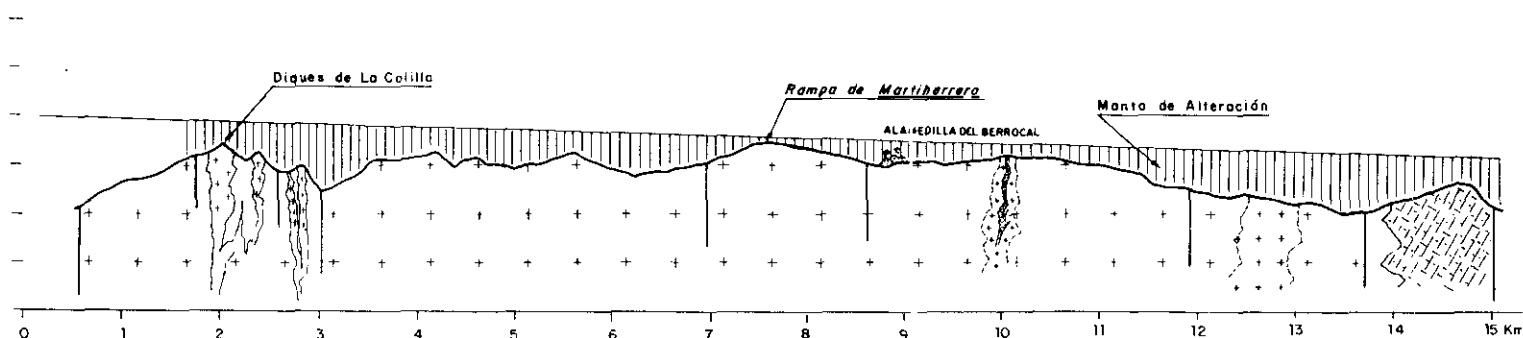


Fig. 45 Corte en la Rampa de Martiherrero. Manto de alteración.

5.- Esta superficie degradada premiocena, partiendo del borde del zócalo con la Cuenca del Duero, en el sector de Mingorría - Cardeñosa, asciende en graderío a través de pequeños escalones tectónicos articulados en dos direcciones, una hacia el Sur y Sureste a lo largo de 25 Km., que asciende hasta los 1500 metros para formar el altiplano de las Parameras (en La Paramera y la Cuerda de los Polvisos), y otra hacia el Suroeste a lo largo de 16 Km., que asciende hacia Canto Cachado formando en esta dirección una superficie a los 1450 metros de altitud que puede reconocerse en el cerro de Tejoneras y en Navagorría, destacándose entre ambos el relieve de Canto Cachado y del Cerro Bajero (M.D.T.Fig.47).

6.- La continuidad topográfica de esta superficie entre el borde

de la Cuenca del Duero y La Paramera en el sector al Este de Avila (BIROT,P. y SOLE,L.1954) es evidente; no así para el sector al Sur y Suroeste de Avila, donde su posible continuidad queda interrumpida drásticamente por la fosa del Valle de Amblés, constituido este mismo por varios bloques hundidos de la propia rampa. Esta posible continuidad está apoyada en dos hechos:

a) En el sector de La Paramera que limita con el Valle de Amblés existen relieves menores que se adelantan del horst principal hacia el Amblés (Sierra de Yemas 1460 M.; Peña Bermeja, Castillo de Villaviciosa, Umbría de Robledillo, todos ellos a 1500 metros de altitud), cuyas superficies culminantes son aplanadas, antiguas y se enrasan con la superficie de 1100-1250 metros del bloque de Avila (Fig. 46), manteniendo la pendiente inferior al 1% calculada para la superficie de partida o fundamental de la rampa.

Y b) El sector mas occidental del bloque cristalino de Avila, que culmina en el Altiplano de Villanueva del Campillo (1500 m.) constituye una rampa que se resuelve en graderío ininterrumpidamente (al igual que el sector al Este de Avila y en su misma dirección desde los 1030 metros, en San García de Ingelmos y a lo largo de 23 Km.). El cálculo ponderado para la pendiente de la superficie de partida se sitúa, para este sector occidental, en el 0,91% (Fig. 48).

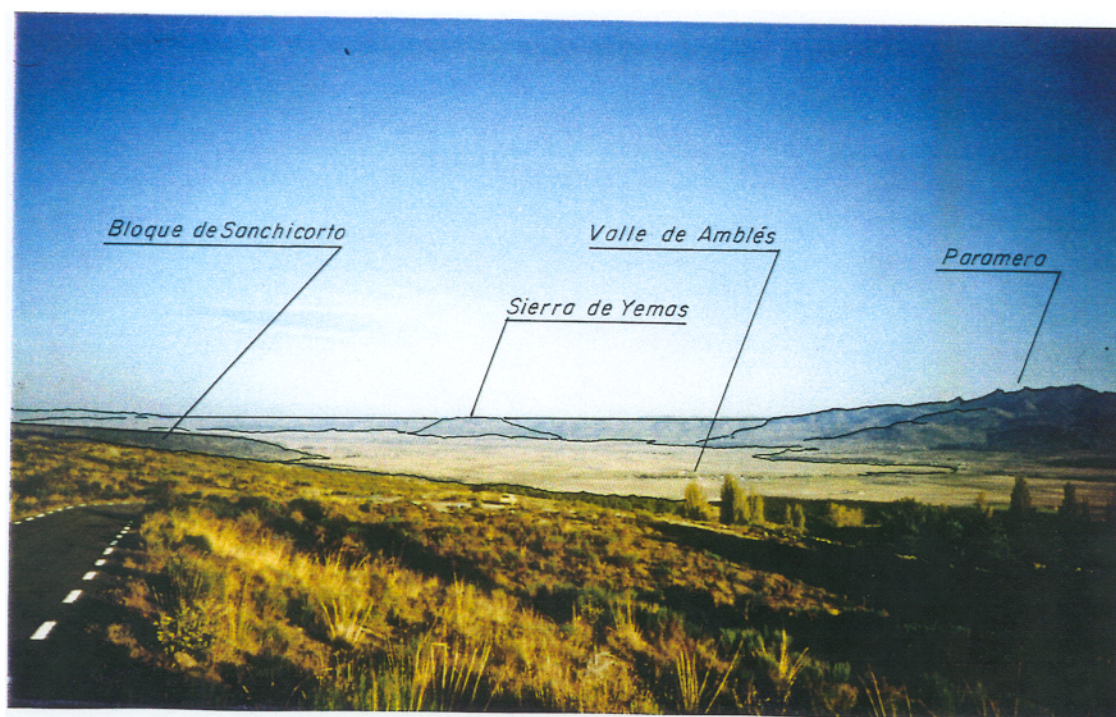
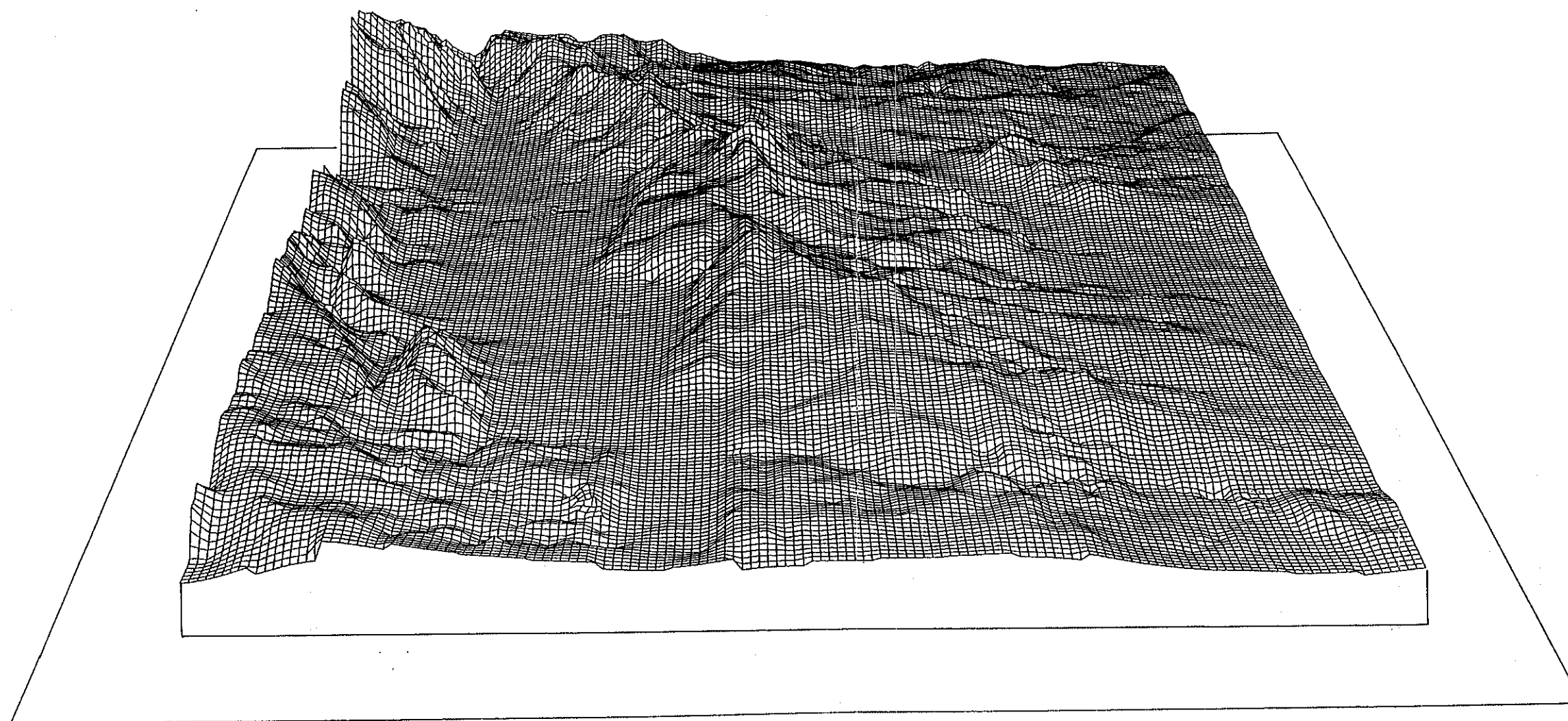


Fig. 46 Enrase topográfico de La Paramera y el Bloque Cristalino de Avila. Valle de Amblés.

En virtud de estas consideraciones, el espacio estudiado se articularía a partir de un segmento de la Plataforma Ibérica, ligeramente abovedado en el que, afectada regionalmente por los esfuerzos compresivos de componente Bético, con probabilidad en el tránsito Eoceno-Oligoceno, las fallas tardihercínicas mas importantes de dirección NE experimentarían reajuegos en ambas componentes, dirección y vertical, dirigiendo, transformando o disipando esfuerzos; de tal forma empezaría a individualizarse el Sistema Central, y en su contexto, el Bloque Cristalino de Avila.

PERSPECTIVA E-W DEL TERRENO. LA SIERRA DE AVILA.



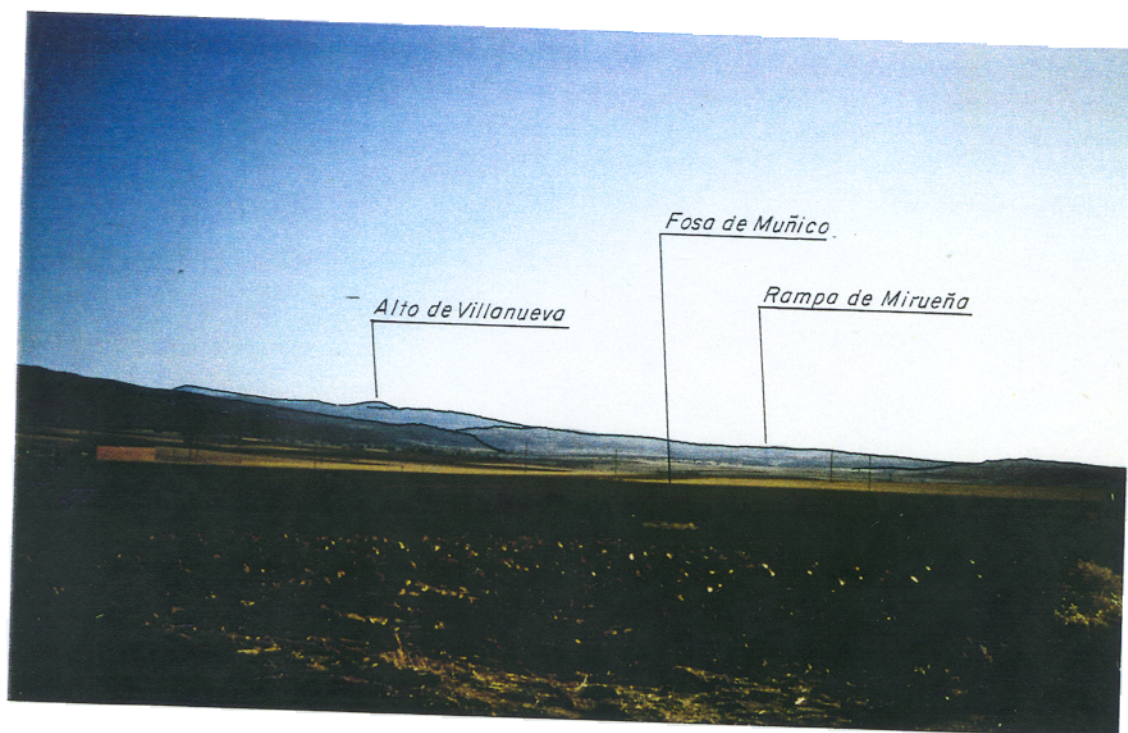


Fig. 48 Enrase topográfico de la Rampa de Mirueña con el Altiplano de Villanueva.

En este sentido atribuimos la mayor trascendencia morfotectónica local a la apertura de la fosa del Amblés a partir de la acción de esfuerzos distensivos locales generados por el desplazamiento, en dirección y vertical de la falla de Plasencia que verteбра todo el movimiento de bloques en este sector. Los movimientos relativos podrían visualizarse a través del esquema de la figura 49.

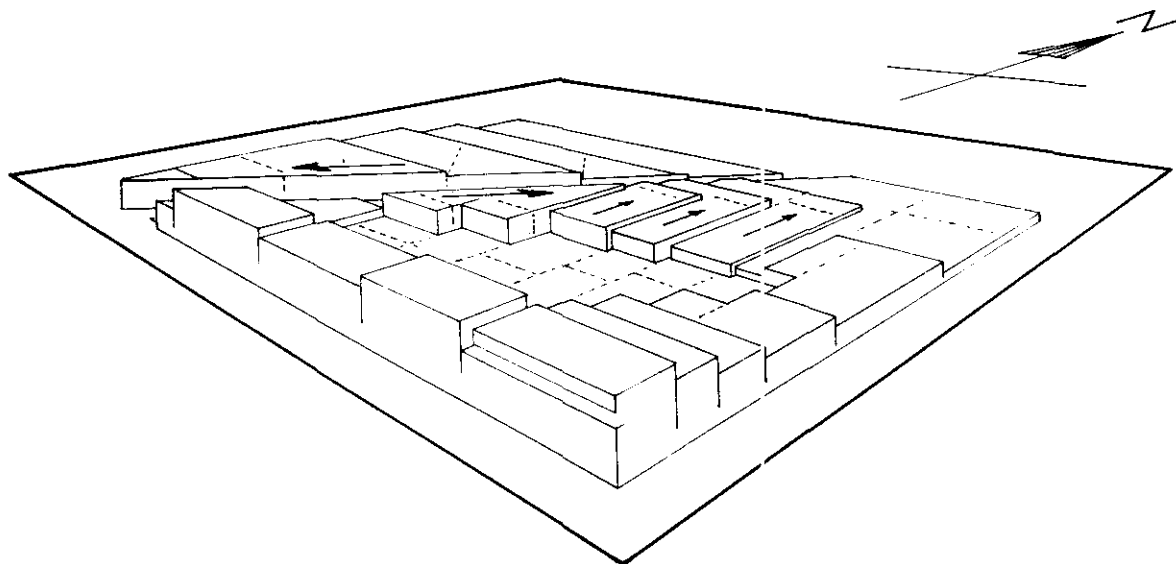


Fig. 49 Esquema de movimiento de bloques en la apertura de la Fosa del Valle de Amblés.

Esta fase de movimiento y elevación generalizada, que tendría lugar durante el Eoceno Superior-Oligoceno, marcaría ya selectivamente el distinto ritmo, en el movimiento o rejuego, de los bloques estructurados por las grandes líneas de fractura tardihercínicas y las consecuencias geomorfológicas que de ese hecho se derivan. Con el inicio de la apertura de la fosa del Amblés, el bloque cristalino de Avila sería afectado por una redistribución de esfuerzos cuyas consecuencias podríamos

cifrarlas en la creación de dos zonas morfotectónicas configuradas a ambos lados de la falla de Plasencia: Una formando el bloque NO de la misma, que respondería a un levantamiento progresivo del labio superior de la falla con basculamiento generalizado del bloque hacia el NO, y otra formando el sector SE donde tiene lugar la apertura del Amblés, que genera por una parte, el hundimiento progresivo de los bloques individualizados por la distensión local y por otra la elevación relativa del bloque de Avila al Este de la falla de Plasencia.

Esta dinámica selectiva generaría localmente una determinada aceleración de los procesos morfogenéticos acentuándose las diferencias de ritmo y provocando una mayor eficacia en la formación del relieve; de tal forma que en las áreas en ascenso el ataque erosivo al manto de alteración progresaría hasta dejar la superficie rocosa expuesta al exterior, con las siguientes consecuencias:

- a) Pérdida de masa
- b) Pérdida de las condiciones fisicoquímicas del frente de alteración, con la paralización de los procesos.
- c) Cambio de ritmo morfogenético en las distintas superficies, con acumulación sedimentaria en las zonas bajas y la consiguiente profundización del frente de alteración.
- d) Exposición de la superficie grabada a los agentes morfogenéticos con su destrucción progresiva.

Las series sedimentarias que se asignan como correlativas de esta actividad tectónica corresponden al Oligoceno-Mioceno

Inferior y están formadas por unos depósitos microconglomeráticos estratificados, con matriz arcósica y niveles carbonatados, que en el Valle de Amblés se apoyan directamente sobre el propio zócalo cristalino. Estos depósitos proceden de la destrucción del manto de alteración antiguo, generado sobre el bloque cristalino, denotando ya un cambio paleoclimático hacia un régimen pluviométrico con alternancia de largas estaciones secas y una tendencia hacia la aridez, dentro de un régimen térmico elevado.

Durante el Mioceno Medio-Superior se producirían las mayores elevaciones en el conjunto del Sistema Central, y en concreto, en el área de estudio, con esfuerzos compresivos de componente Bético (SE) que motivarían el rejuego en la vertical, principalmente de los bloques afectados por fallas de gran profundidad. En el bloque cristalino de Avila, atribuimos a esta fase la configuración fundamental de las unidades morfotectónicas que articulan el relieve actual, con la llegada a la superficie de rocas mas profundas del plutón. Estas, con una estructura domática local, constituyen los macizos de Cerro de Gorría y de Las Fuentes, que se levantan en el bloque limitado por las fallas de Plasencia y Muñico. Este hecho puede interpretarse como definidor de una inversión morfotectónica del relieve.

La elevación selectiva de este sector central del bloque de Avila, provocaría el reajuste ascensional de todo el bloque cristalino, resolviéndose con una elevación en graderío, apoyada en las líneas de fractura. Dicho sector quedaría destacado sobre el

nivel general del bloque cristalino por el hundimiento relativo de la Cuenca del Duero y de la fosa del Amblés.

Esta actividad morfotectónica principal puede atribuirse a la fase "Castellana y Neocastellana" (1ª Stairica) PEREZ GONZALEZ, A. et al (1971) y AGUIRRE, E. et al (1976), responsable del plegamiento, en el contacto con el bloque cristalino, del Paleógeno y Mioceno Inferior de los bordes de la Cuenca del Duero, cuyos materiales se presentan discordantemente bajo las series arcóscicas del Mioceno Medio y Superior. La serie sedimentaria correlativa a esta fase tectónica estaría formada por las series arcóscicas, tanto en la Cuenca como en el Valle de Amblés. Para la Cuenca estas series de arcosas fangosas, desorganizadas, con una proporción de cantos creciente hacia los bordes, hasta el contacto con el zócalo, corresponden al Astaraciense Superior y principalmente al Vallesiense, en el Mioceno Final.

La inestabilidad relativa del bloque levantado tendría efectos de cabalgamiento y daría lugar a reajustes en dirección en sus bordes, generando escarpes de falla que hemos interpretado, según los sectores, como de fallas inversas y/o normales, en los que ha permanecido una dinámica gravitacional que se ha prolongado con toda seguridad hasta el Cuaternario.

Durante este periodo de mediados del Mioceno la dinámica morfogenética debió ser muy activa en superficie, desarrollándose bajo el dominio de paleoclimas áridos con régimen pluvial

espasmódico y dinámica torrencial dotada de gran capacidad de arrastre y de destrucción de la superficie grabada del zócalo. Bajo estas condiciones cesaría el avance de los frentes de alteración, produciéndose un desmantelamiento generalizado del manto de alteración, el cual se comportaría como área fuente de los materiales sedimentarios depositados en las Cuencas.

Hay que destacar, en este punto, las consecuencias que tiene sobre el modelado del relieve la distinta eficacia de los agentes morfogenéticos en un bloque granítico, inestable y en constante elevación, como corresponde a la zona de estudio en este periodo.

Las zonas en constante elevación, serian destruidas con mayor rapidez, aflorando en superficie, progresivamente, capas mas profundas del zócalo, en las que se desarrollaría una morfología estructural constantemente renovada; mientras, en las zonas de peana el relieve preexistente puede protegerse mas eficazmente, generándose una morfología senil en la que es posible la conservación de niveles y formas heredadas, incluso de la superficie fundamental de partida prepaleocena.

En resumen, podriamos interpretar que al final del Mioceno la conjunción de una dinámica morfotectónica local (dentro del conjunto del Sistema Central) con una actividad morfogenética específica, habrian generado en el Bloque Cristalino de Avila la configuración de un relieve muy aproximado al actual en su estructura fundamental, donde las grandes unidades morfoes-

tructurales podrian definirse así:

1.- Un bloque de zócalo (denominado de Avila) ligeramente levantado respecto del bloque deprimido que forma la Cuenca del Duero, cuyo límite con ésta, presenta un trazado irregular provocado por el hundimiento de pequeñas dovelas (como en el caso de la fosa de Muñico); que además presenta una morfoestructura en rampa con elevación general hacia el Sur, Sureste y Suroeste, constituyendo el enlace con la superficie de parameras de la alineación de La Paramera-La Serrota; en el que se habría labrado una superficie poligénica, con morfología senil, derivada de la superficie fundamental de partida y de la grabada premiocena.

2.- Un bloque de zócalo hundido, que constituye la fosa del Amblés. formado a expensas de un sector deprimido del propio bloque-rampa de Avila, fragmentado en dovelas, cuyas líneas quedan trazadas en las propias direcciones de los escarpes que cierran quebradamente la depresión; y que se interpone entre el bloque de Avila y el de la alineación de La Paramera-La Serrota. Se encontraría fosilizado por una potente sedimentación principalmente arcósica, configurando una cuenca interior, cerrada, en la que existirían zonas lagunares y palustres.

3.- Un bloque levantado en dirección NE elevado sobre el nivel general del bloque-rampa de Avila, limitado por las fallas de Plasencia y de Muñico, que destacaría en superficie con una morfología adaptada estructuralmente a su propia forma domática. (Veasé el M.D.T. figura 47 y figura 50).

El Mioceno Final (Vallesiense), cuyo techo sedimentario en

los depósitos del centro de la Cuenca del Duero está definido por las calizas con gasterópodos de la superficie del Páramo, tuvo lugar en un ambiente sedimentario algo mas húmedo y estable, formándose las áreas lacustres en las zonas distales de la Cuenca PEREZ GONZALEZ, A. (1979). El proceso final de colmatación de este ciclo en la Cuenca, correspondiente ya a la base del Plioceno (Rusciniense), queda interrumpida por una nueva fase tectónica de elevación generalizada, que cambia los procesos sedimentarios por los erosivos en la sineclise y produce una reactivación de la morfoestructura en bloques. en el Sistema Central. Esta fase deformativa ha sido definida como "Fase Rodánica o Iberomanchega" por AGUIRRE et al. (1976) "dando origen a amplios pliegues que en ocasiones se acompañan de estructuras menores" en la Cuenca. A esta fase atribuimos una parte muy importante de la energía del relieve en la zona de estudio, ya que debió propiciar la elevación general del bloque de Avila y Las Parameras, quedando destacados en su conjunto por escarpes sobre la Cuenca del Duero. En el interior, la Fosa del Amblés, quedaría limitada por escarpes trazados sobre las líneas de falla reactivadas y por escarpes sobre fallas propiamente alpinas de dirección E-O.

El Bloque de Avila en su conjunto pudo haber basculado ligeramente hacia el NO, cobijando en algún sector materiales de la Cuenca (falla de Monsalupe, BIROT,P. y SOLE,L. 1954), aun cuando estos autores no admitan para este accidente una edad posterior al Mioceno. Además, por un efecto de cabalgamiento del bloque levantado, se acentuarían los saltos de falla que se han interpretado como inversas, considerándolas como de respuesta

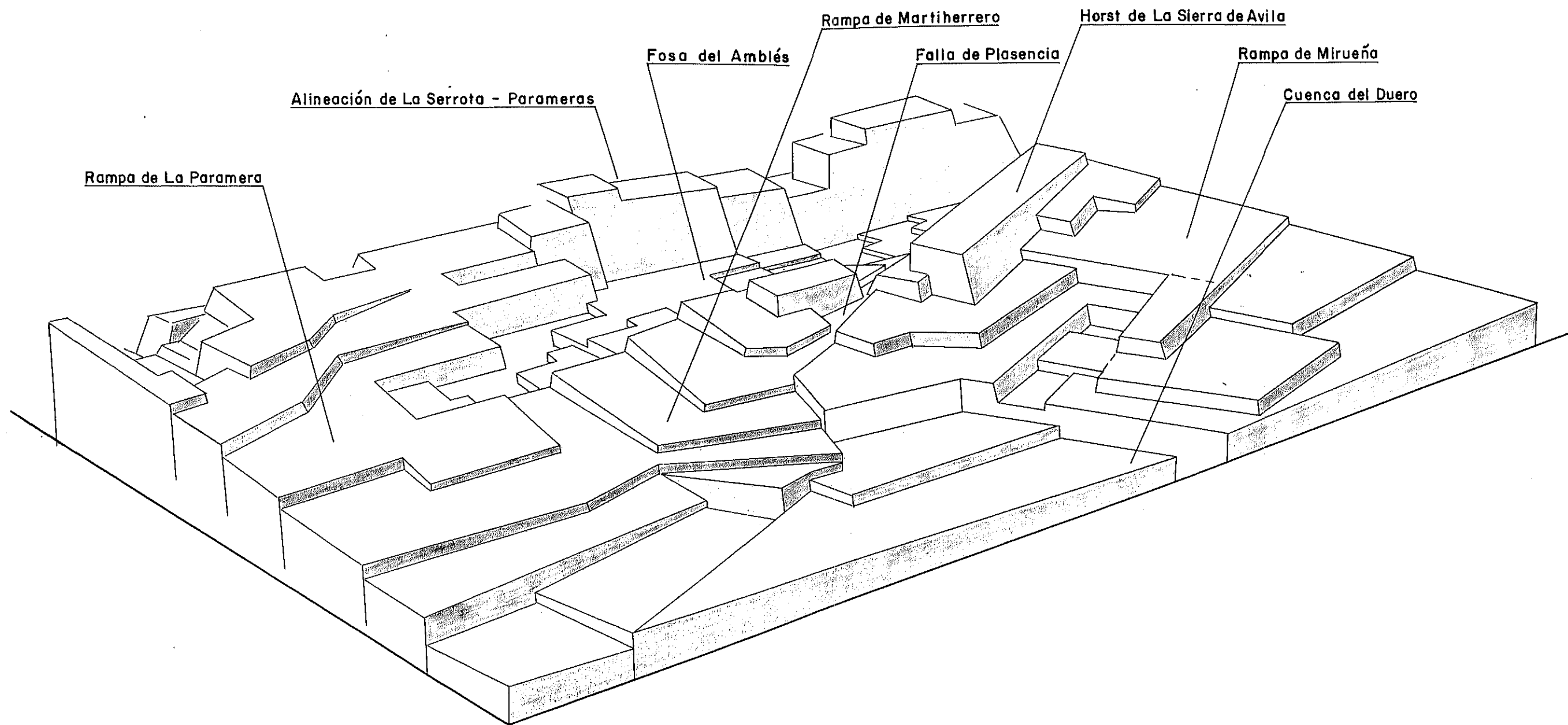
antitética por ser fracturas de borde, en el límite del Bloque de Avila con la Cuenca del Duero en la zona de Monsalupe, de Muñico y de Bularros.

En el Valle de Amblés, podrían atribuirse a esta fase los escarpes de falla que hemos interpretado como alpinas, o al menos su significación geomorfológica actual. Para alguna de estas fallas ha sido reconocida una edad relativamente reciente, al menos para los escarpes del borde del Amblés con el Bloque cristalino de Avila. BIROT, P. y SOLE, L. (1954), al referirse a este sector del Amblés, dicen literalmente: "El contacto con el sector oriental del escarpe de falla es tan brutal que hay que suponer que el depósito es anterior a la falla". En efecto, en este sector, que interpretamos como el situado al Norte de Padiernos, existen en contacto con el zócalo del basamento del Amblés algún retazo de sedimentos microconglomeráticos con intercalaciones carbonatadas correspondientes al Oligoceno-Mioceno Inferior, sobre el que se apoyan las series arcósicas miocenas, y son a estos depósitos a los que se refieren los citados autores puesto que los describen como "arenoso arcillosos".

Durante todo este periodo de elevación generalizada, la actividad erosiva en los bloques elevados cristalinos debió ser muy intensa, en un ambiente paleoclimático árido, generándose una

LA SIERRA DE ÁVILA

Esquema de bloques



morfología más en resalte. por efecto de la erosión diferencial, siendo desmantelados en gran parte los materiales del manto de alteración . Esta dinámica erosión-acumulación generaría, por una parte, el modelado de los grandes relieves residuales del bloque-rampa de Avila, sobre los materiales graníticos y haces de diques y de los relieves residuales de Solana de Rioalmar sobre los materiales metamórficos; y por otra, la acumulación de potentes niveles de facies margosas que fosilizarían las zonas deprimidas en la Cuenca: esta sedimentación Rusciniense Superior-Villanyense Inferior (carto-grafía geológica del I.T.G.M.E) iría seguida de un ambiente sedimentario mas húmedo y estable que crearía de nuevo un ambiente lacustre generalizado con las "calizas del segundo páramo" en el interior de la Cuenca.

Esta alternancia paleoclimática a lo largo del Plioceno, asociada con los impulsos tectónicos y reajustes en los bordes de los bloques levantados generarían en la zona de estudio, la estructura fundamental de los grandes relieves residuales en resalte, adaptados a las condiciones petrológicas y mecánicas de las rocas graníticas, junto con las líneas de depresión tectónica y valles de fractura, desmantelando los materiales de las zonas de trituración asociadas a las grandes fallas.

Nuevas elevaciones y reajustes tectónicos han sido evidenciados para los bordes de la Cuenca durante el Plioceno, de las que destacamos la fase "Iberomanchega 2" de PEREZ GONZALEZ, A. (1979), cuyos depósitos correlativos los sitúa formando la

superficie prerraña, correspondiendo a facies medias de abanicos, en las que se instalan localmente canales conglomeráticos, refiriéndose al sector de Ojos Albos, al Este de nuestra área de trabajo.

En nuestra opinión, para la zona de estudio, tanto en el borde de la Cuenca del Duero como en el Valle de Amblés, podemos asociar determinados depósitos con movimientos de reactivación del relieve, que podríamos situar como Plio-Cuaternarios e incluso Pleistocenos, puesto que también aparecen en la base del macizo de Cerro de Gorría, sobre la superficie de la rampa en Balbarda, y sobre la superficie desmantelada de la zona de trituration de la falla de Plasencia. Este tipo de depósitos hay que asociarlos también a determinadas condiciones paleoclimáticas puesto que presentan una composición fanglomerática con cantos angulosos y subangulosos en una matriz areno-arcillosa de color pardo oscuro que podrian proceder de la destrucción de un manto de alteración o de niveles edáficos (paleosuelo) antiguos generados en los materiales metamórficos de la zona de Solana y Mirueña, ya que es aquí donde verdaderamente tienen desarrollo kilométrico y una potencia regularizada. Las condiciones paleoclimáticas corresponderian a alternancia de periodos de aridez con estación fría, junto a periodos de precipitaciones espasmódicas pero de gran capacidad de arrastre. Ciertamente, estos depósitos se localizan en la base de escarpes a los que asociamos con movimientos recientes en el Valle de Amblés, en el escarpe desarrollado sobre el labio superior de la falla de Plasencia que se sitúa en la base Cerro de Gorría, y formando una

superficie casi horizontal en los interfluvios de la Cuenca del Duero en la zona inmediatamente al Norte de los relieves residuales metamórficos de Solana de Rioalmar.

Los movimientos tectónicos han continuado durante el Cuaternario, afectando principalmente al zócalo del fondo de la Cuenca, con ciertos síntomas en superficie. Para la zona del borde de la Cuenca comprendida en nuestro trabajo, podemos observar en su conjunto un basculamiento general hacia el Noreste que ha motivado una disimetría en las vertientes de los valles cuaternarios encajados en dirección NO, es decir en los valles transversales a la pendiente, mientras las vertientes son simétricas en los valles conformes a la pendiente. En la zona central de la Cuenca, el posible hundimiento de bloques en el zócalo, puede haber motivado en opinión de PEREZ GONZALEZ, A. (1979) la disimetría en el desarrollo de las terrazas de la red de tributarios del Duero, hecho al que atribuimos el encajamiento profundo del río Adaja en los materiales de la Cuenca e incluso sobre los materiales cristalinos del bloque de Avila hasta la cota de 1000 metros dentro de nuestra zona de estudio y en función de su nivel de base en el Eresma-Duero.

La configuración actual del relieve ha de interpretarse a partir de la elevación general Pliocena como una reactivación de los distintos elementos estructurales y de la puesta en evidencia de una morfología residual por erosión diferencial durante el Cuaternario, que domina todas las escalas morfológicas y que

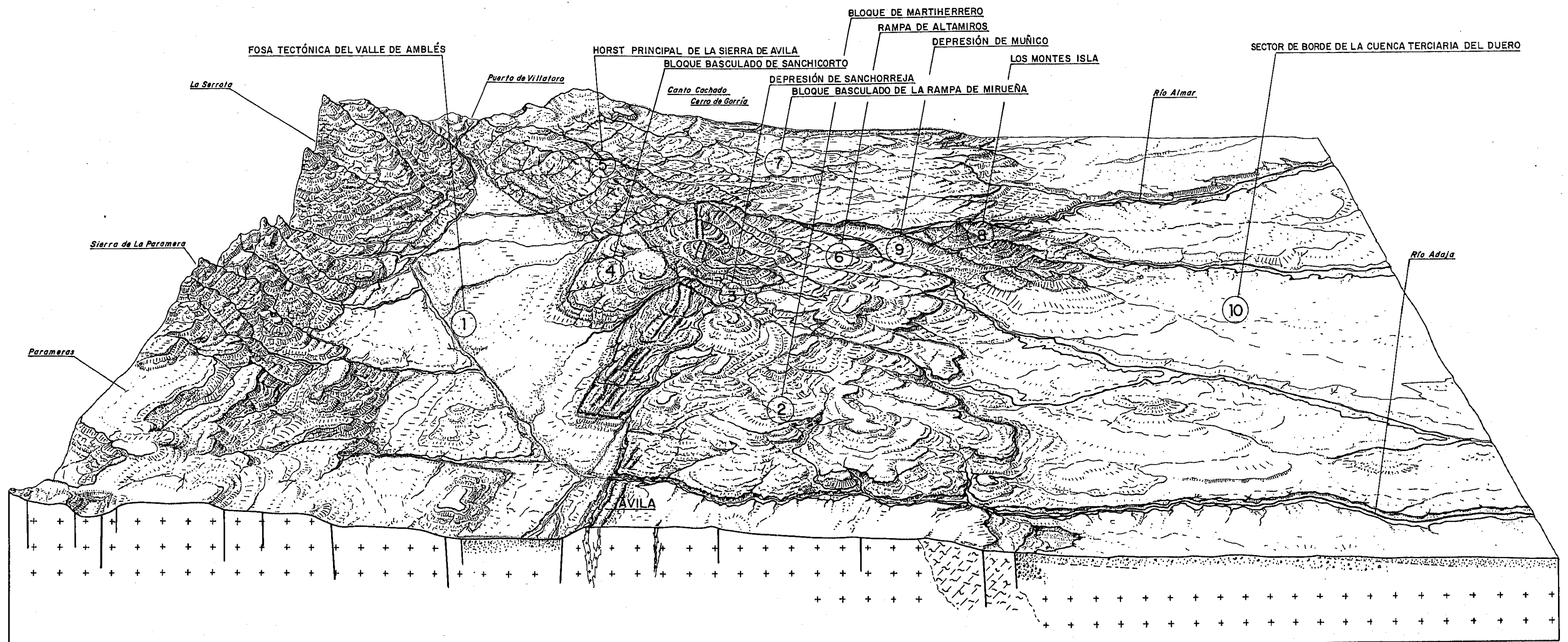
presenta distintas características en función de los propios elementos estructurales. La red hidrográfica cuaternaria se ha encajado principalmente sobre líneas de fractura, coadyuvando a la fijación diferencial de la morfología; los agentes morfogenéticos que han actuado durante el Pleistoceno han generado asimismo morfologías asociadas propias, unas y otras serán objeto de un estudio morfológico y morfogenético en el capítulo correspondiente.

Partiendo de la integración de los elementos geológicos, morfotectónicos y morfogenéticos expuestos, podemos deducir que el área de estudio, en su configuración actual, está formada por las siguientes unidades morfoestructurales (Fig. 51):

- 1.- La Fosa Tectónica del Valle de Amblés
- 2.- El Bloque de Martiherrero
- 3.- La Depresión de Sanchorreja
- 4.- El Bloque Basculado de Sanchicorto
- 5.- El Horst de la Sierra de Avila
- 6.- La Rampa de Altamios
- 7.- El Bloque Basculado de la Rampa de Mirueña
- 8.- Los Montes Isla (Relieves de Solana)
- 9.- La Depresión de Muñico
- 10.- El Sector de Borde de la Cuenca Terciaria del Duero

LA SIERRA DE ÁVILA

Unidades Morfoestructurales



3 UNIDADES MORFOESTRUCTURALES.

3.1 La Fosa Tectónica del Valle de Amblés

El Valle de Amblés como unidad morfoestructural es una fosa tectónica o graben formado por varios bloques del zócalo cristalino, hundidos, que han sido llevados a esa posición por esfuerzos distensivos durante la tectónica Alpina, motivados éstos, por el rejuego principal de la falla cortical de Plasencia, que generaría en su desplazamiento ajustes y movimiento de bloques a través de las líneas de fractura mas importantes.

Su organización tectónica en profundidad ha sido puesta de manifiesto por GARZON HEYDT, G. et al (1981), autores que mediante un estudio gravimétrico han elaborado un mapa residual de anomalías de Bouger determinando para la superficie del zócalo, sobre la que se apoyan los sedimentos terciarios, una topografía, con dos zonas mas deprimidas, una bajo el sector de La Torre con profundidad media de 450 metros (en la parte occidental de la fosa) y otra en la zona de El Fresno al suroeste de Avila, con profundidad media de 700 metros; destacándose un umbral, mas elevado, que se sitúa entre ambas depresiones en un eje formado por Muñochas-Solosancho, con 230 m. de profundidad media; también destacan un ligero escalón, mas elevado en la zona de Narros del Puerto en la zona suroeste del Valle. La mayor profundidad absoluta, en el sector de El Fresno, podría superar los 1000 m. de sedimentos.

En efecto, la propia morfología quebrada de sus bordes refleja las direcciones de ese cierto reticulado romboidal en profundidad que, como se ha puesto de manifiesto en el análisis morfotectónico, está dirigido por fallas de dirección NE, ENE, NNE, ONO y E-O (mapa morfoestructural).

La disposición de los distintos bloques que organizan a nivel morfoestructural la zona de estudio puede observarse en el dibujo perspectivo de la figura 50 donde se pone de manifiesto la configuración del basamento cristalino de la fosa del Valle de Amblés. Esta fosa se sitúa en una dirección ENE sobre un eje de 42 Km. entre Villatoro y Guimorcondo (al Este de Avila), con una altitud de 1180 m. al Oeste y 1070 metros sobre el río Adaja en Avila, oscilando su anchura entre 3 y 10 Km. Forma una gran depresión cerrada, que configura la cuenca sedimentaria intramontañosa, y se sitúa entre los relieves de la alineación de La Serrota-Paramera, que quedan al Sur (Fig. 52) y el zócalo cristalino del bloque de Avila, al Norte. El límite con el bloque cristalino de Avila lo hace por fallas que muestran en resalte dos unidades morfoestructurales del bloque, bien significativas, como son el Bloque de Martiherrero y el Horst de la Sierra de Avila, definiéndose además entre ambas el bloque basculado de Sanchicorto en una posición a modo de quilla avanzada hacia el Amblés (Fig. 53). Todos sus límites son tectónicos, por fallas que se evidencian por escarpes directos o por escarpes de línea de falla. Del límite con el bloque de Martiherrero distinguimos dos tramos dentro de la dirección E-O, ambos separados 3 Km. (en

dirección Norte), por la falla de La Colilla del sistema NNE; el

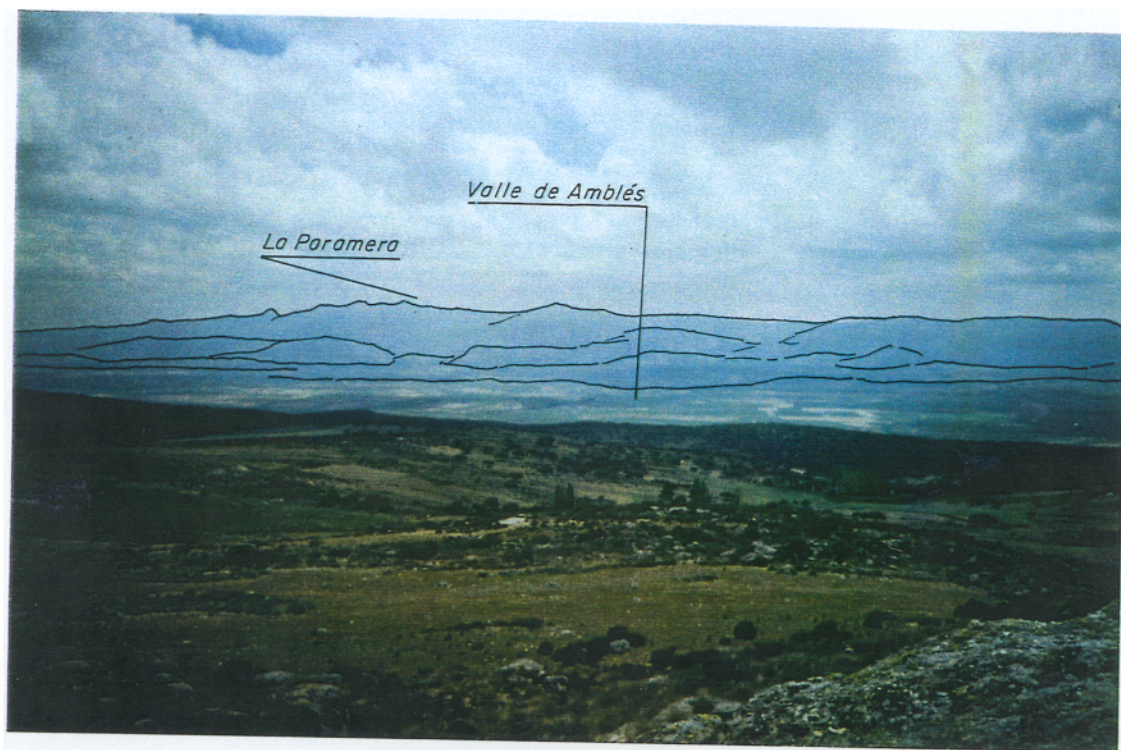


Fig.52 El Valle de Amblés.Visto hacia el Sur

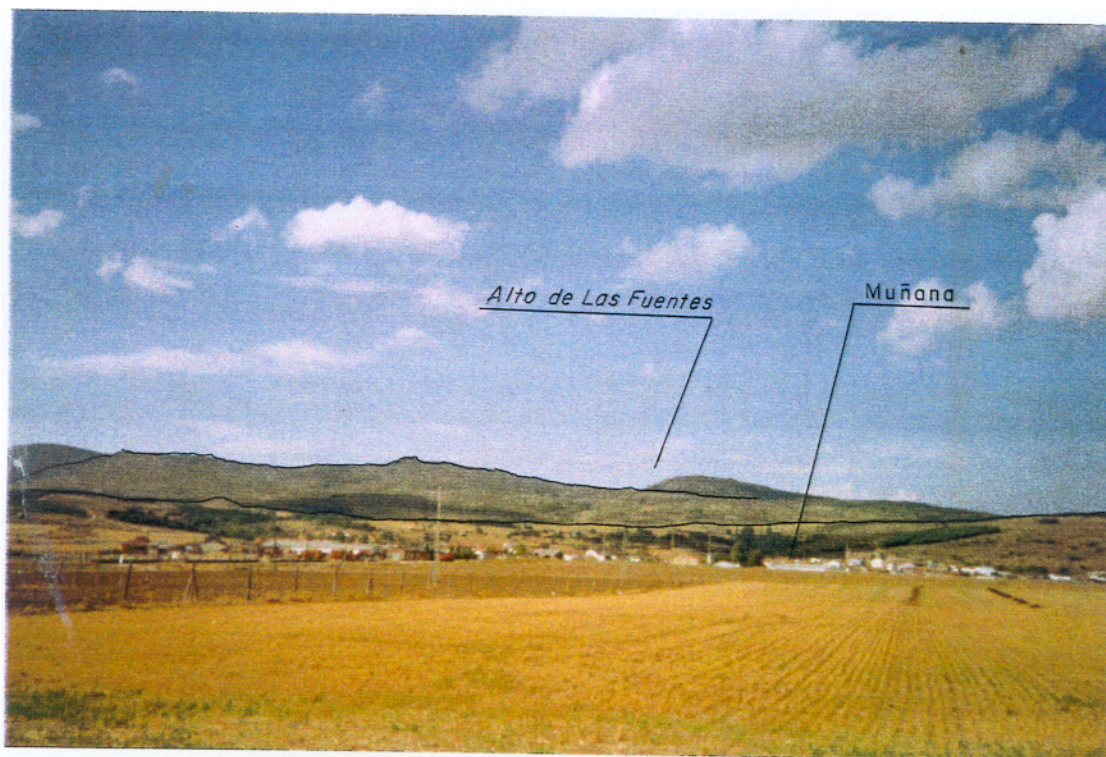


Fig. 53 El Valle de Amblés visto hacia el Norte.

tramo oriental está formado por la falla de Avila-Bascarrabal que forma un escarpe con un salto de 75 metros, bastante neto en la misma ciudad de Avila mientras que se encuentra desvirtuado y fosilizado por los sedimentos arcósicos en Bascarrabal, donde el salto es inferior a los 50 metros; el tramo al Oeste de la falla de La Colilla está formado por el escarpe de la falla de Muñopepe que tiene un salto de 50 metros en la zona de la venta Pinilla, tomando mayor entidad a partir de La Serrada que aumenta progresivamente hacia el Oeste como consecuencia del ascenso en graderío de la rampa de Martiherrero en ese sentido, hasta situarse en la zona de Adijos con un escarpe de 180 metros; el contacto es neto, quedando el bloque de la rampa en resalte con sus bordes muy degradados y profundamente incididos por barrancos y cárcavas, que dejan destacadas las formas graníticas. La falla de La Colilla, de dirección NNE, forma el cambio de dirección mas oriental del trazado quebrado del borde; presenta un escalón tectónico muy suavizado topográficamente por la acumulación de depósitos arcósicos en el borde que tapizan la pequeña vertiente. El límite con el bloque de Sanchicorto-Bezojimeno se realiza de nuevo en las dos direcciones estructurales, la NNE por el escarpe de falla de Muñochas (Fig. 54) con un salto de 160 m. entre los 1160 y 1320 m. de altitud que deja en resalte todo un frente de 4,5 Km. que se adentra en el Amblés; y la dirección ONO por la falla de Muñogalindo con un escarpe de falla de características idénticas a la anterior, 140-160 m. de salto a lo largo de 5,8 Km.; en este sector se han encajado los barrancos mas profundos de toda la vertiente. Entre Guareña y Villatoro (9 Km.) el límite

de la fosa es de dirección ENE a NE y está dominado por la proximidad de la falla de Plasencia, que limita el Horst de la Sierra de Avila: El sector entre Guareña y Muñana forma un pequeño escarpe de línea de falla muy degradado con morfología de

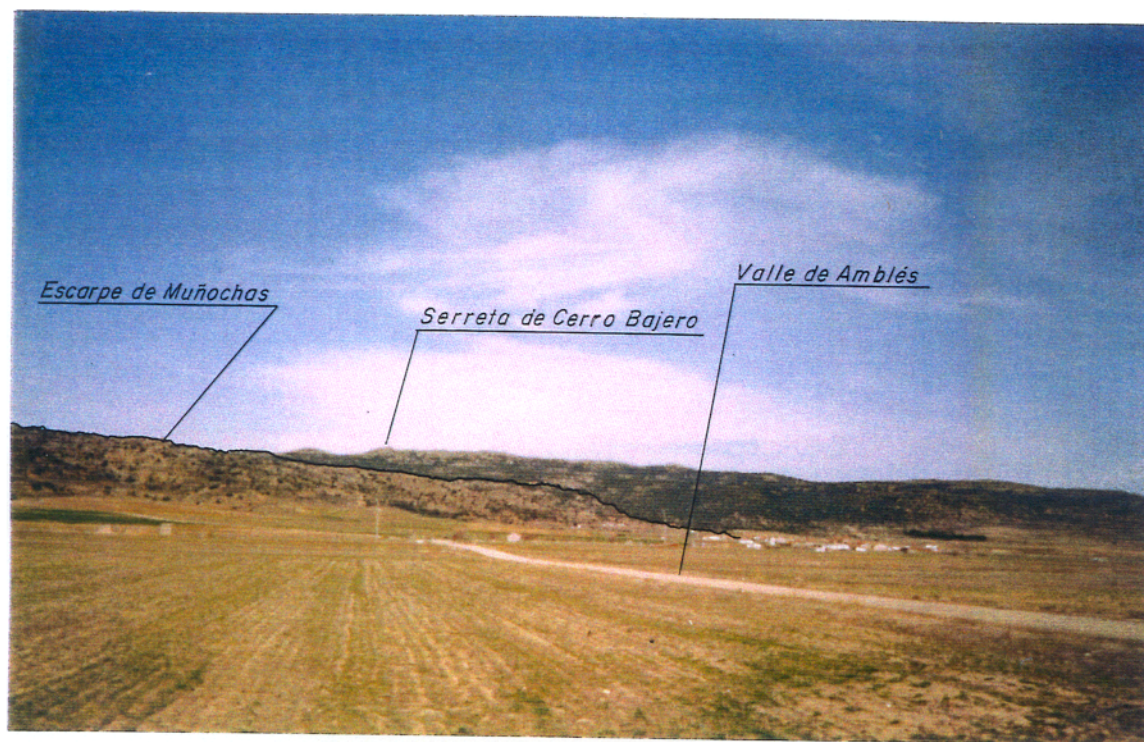


Fig. 54 Escarpe de la falla de Muñochas. Valle de Amblés.

una pequeña rampa, que se antepone a la alineación deprimida de la de Plasencia, y que se puede alinear con una fractura visible en la rampa de Sanchicorto; entre Muñana y Poveda el escarpe de falla es neto, pero de poca entidad, con un salto entre 60-100 metros en la falla de Muñana, que se adelanta hacia el Amblés de la gran línea deprimida de la falla de Plasencia; el tramo mas suroccidental entre Poveda y el Puerto de Villatoro, forma el límite directamente con la zona de trituración de la falla de Plasencia que se sitúa en la base del escarpe de falla; éste

forma un desnivel de 420 metros y constituye la vertiente sureste del Horst de la Sierra de Avila. El límite Sur con la alineación La Serrota-Paramera es menos quebrado aunque está dirigido por las dos direcciones estructurales dominantes. El tramo mas occidental entre Villatoro y Muñotello lo forma un escarpe poco determinado que podría interpretarse de línea de falla, con un trazado sinuoso y desigual, sobre una pequeña rampa que es la que hace el contacto, a través de un pequeño escalón, con los materiales arcóscicos. El tramo entre Muñotello y La Hija de Dios tiene las mismas características que el anterior pero además entre ambas líneas. la de contacto con los materiales sedimentarios y la ruptura de pendiente del abrupto principal, existe un escalón tectónico que hemos identificado como de la falla de Narros del Puerto; entre esta última localidad y Mironcillo, la rampa que se antepone a la base de La Paramera toma mayor entidad (máximo de 2 Km. de fondo al Sur de Solosancho) encontrándose en un sector próximo a Robledillo fosilizada por formaciones de borde con bloques; esta pequeña rampa forma una suave pendiente que asciende a través de dos escalones tectónicos, uno en el mismo contacto con las arcosas y otro dentro de la propia rampa al Sur de Villaviciosa (Fig. 55); inmediatamente al Sur, en la base del abrupto principal, que describe una línea sinuosa adaptada a la estructura domática de los granitos, hemos de interpretarla por su indeterminación a lo sumo como de posible. En el tramo entre Mironcillo y La Aldea del Rey, el límite del Valle tiene un contacto directo sobre el escarpe de falla de La Aldea, (cuyo accidente puede alinearse con

la falla de Muñogalindo), al otro lado del Amblés, se presenta degradado, formando la vertiente Norte de la Sierra de Yemas con un salto de 260 metros. El límite en el tramo mas oriental del

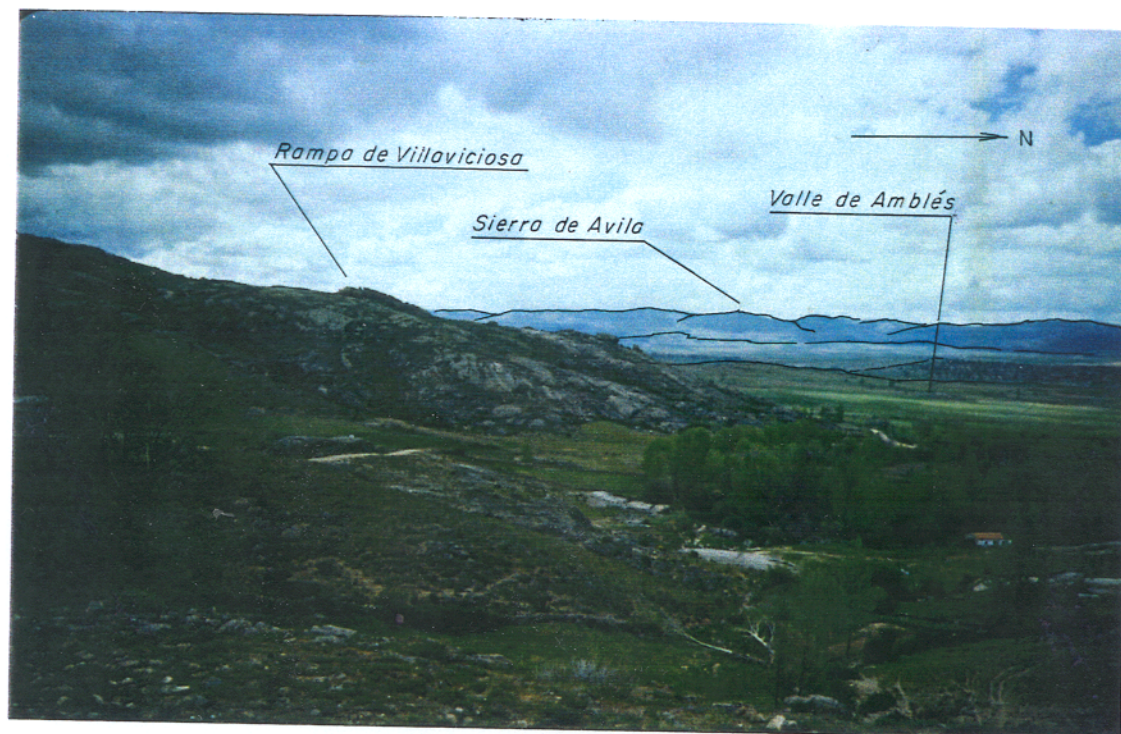


Fig. 55 Rampa de Villaviciosa, limite Sur del Valle de Amblés.
Base de La Paramera.

Valle, formado por un escarpe de línea de falla en la vertiente de La Serna, tiene un contacto neto geológicamente pero su morfología es suave y equilibrada enlazando topográficamente ambas unidades, Valle de Amblés y Rampa de la Dehesa de Avila (La Serna) hacia La Paramera (Fig. 56); esta rampa (fuera ya del rea de nuestro trabajo) asciende en graderío suavemente hacia el altiplano de Parameras. Por último el tramo de dirección E-O de la vertiente del cerro de Sonsoles, en el extremo oriental de

nuestro estudio, el límite se produce por un escalonamiento tectónico en graderío, sobre la línea de falla de Sonsoles, que puede alinearse con la falla de Muñopepe, en el límite de la rampa de Martiherrero, al otro lado del Valle.

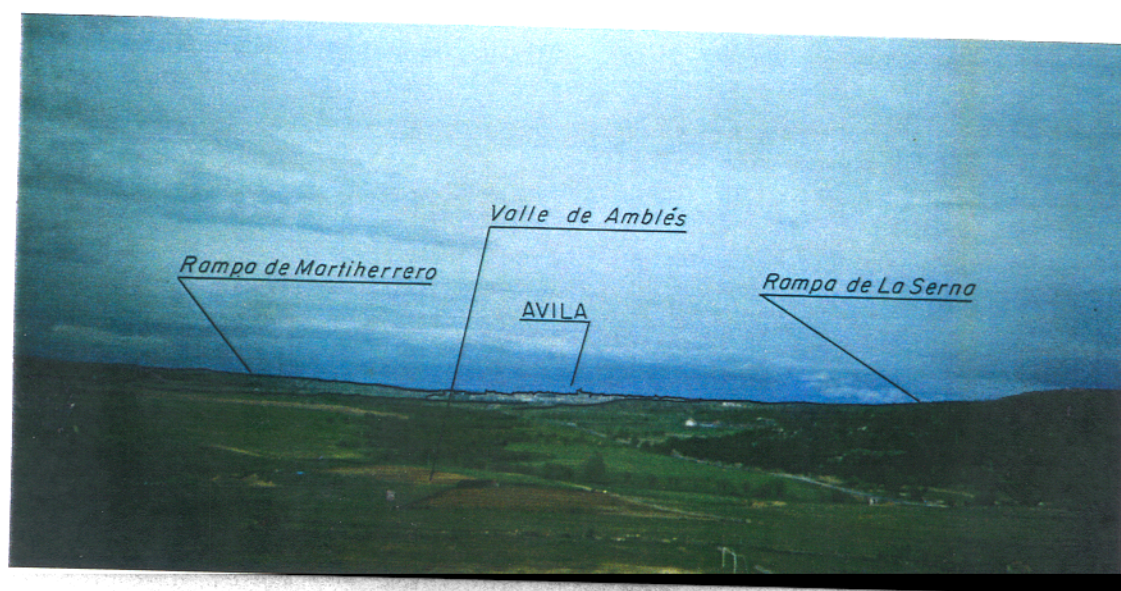


Fig. 56 Límite del Amblés al Sur de Avila y rampa de La Serna.

La acción de los agentes erosivos ha labrado una morfología de barrancos, pequeñas gargantas y cárcavas sobre los propios bordes cristalinos de la fosa y una gran cantidad de formas y formaciones sobre los sedimentos terciarios de la Cuenca intramontañosa que la fosilizan. La estructuración morfológica de esta cuenca se vertebra en función de su eje fluvial, el río Adaja, que ha actuado sobre un nivel de base local, propio de esta cuenca, y ha generado una morfología casi rigurosamente plana para todo el valle con formación de suaves glacis

exclusivamente en los bordes y un mínimo encajamiento del lecho actual del río sobre sus propios materiales y los de las series arcóscas terciarias.

3.2 El Bloque de Martiherrero.

Hemos definido como Bloque de Martiherrero al sector del bloque cristalino de Avila, limitado al Este por el río Adaja, en cuyo borde se sitúa la ciudad de Avila, y al Oeste por la falla de Plasencia, quedando incluido en el sector suroccidental del mismo el relieve de Canto Cachado (Fig. 57).

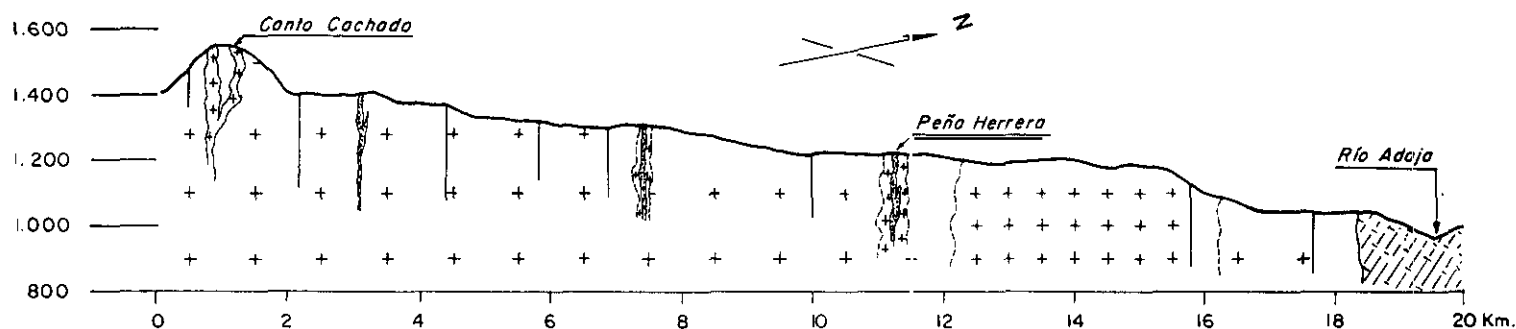


Fig. 57 Corte morfoestructural SO-NE. Bloque de Martiherrero.

Algunos autores han escrito desde antiguo sobre esta superficie, integrándola dentro de la Sierra de Avila, como MARTIN DONAYRE, F. (1879) quien literalmente dice: "Desde el

sitio en que se destaca la Cuerda de los Polvisos la cadena que vamos describiendo toma el nombre de Sierra de Avila, con el que continúa hacia Poniente en la longitud de 61 Km. hasta el cerro de Las Tres Rayas, término de Villanueva del Campillo"...

"Por el Norte de Avila llega la cumbre a 1168 metros...y por el Oeste, Peña Aguda, el cerro de Gorría y el Cerro de Las Tres Rayas, puntos los mas notables de la sierra". BIROT,P. y SOLE,L. (1954), al referirse a este sector, dicen: "No obstante, el bloque de Avila que se eleva rápidamente hacia el Oeste, no aparece cortado por una superficie tan regular como la superficie de piedemonte de Segovia; mas bien se trata de una superficie de degradación lenta que viene a chocar contra escarpes rectilíneos relacionados con fracturas"... "El bloque Avila-Vadillo de la Sierra termina hacia el Sur por dos escarpes de falla en escalones desbordantes", refiriéndose al límite con la fosa del Valle de Amblés.

Todos estos autores integran geomorfológicamente la superficie de este bloque que tratamos con el horst de la Sierra de Avila, ignorando la discontinuidad morfotectónica y geomorfológica, incluso topográfica, que genera entre ambas unidades la falla de Plasencia.

UBANELL,A.G. (1981) define el Horst de Avila como "una amplia banda situada entre la depresión del Duero y el resto del Sistema Central"... "Da lugar a una extensa superficie de 1100 m. de altura, inclinada ligeramente hacia el N.".. "Al Oeste de Avila

se desarrollan una serie de teclas de piano elevadas unas con respecto a otras que originan pequeños horst, el mas alto de los cuales se encuentra lindando con la falla de Plasencia y posée 1500 m. de Altura"... "Al otro lado de la falla de Plasencia este bloque se descompone en otros menores siendo el mas importante de los mismos el Horst de las Fuentes con alturas medias de 1500 m. si bien su punto mas culminante está a 1700 m. de altura. El conjunto de este horst y las anteriores teclas es lo que se conoce geográficamente como la Sierra de Avila".

En nuestra opinión, el bloque que denominamos de Martiherrero tiene una morfología en rampa que asciende desde el borde de la Cuenca del Duero en una dirección Sur y Suroeste, apoyada estructuralmente en tres escalones tectónicos significativos, que resuelven el ascenso en graderío, trazados sobre accidentes de las direcciones tectónicas dominantes (fallas de dirección NNE y fallas de dirección ONO). Esta estructura sitúa áreas de ascenso alternantes, unas zonas en rampa con valores de pendiente poco significativos y otras zonas de talud estructural con mayor pendiente (Mapa de pendientes y M.D.T.)

El límite de dirección Norte, entre Avila y Zorita, podemos situarlo a lo largo de la zona mas deprimida del bloque cristalino, formada por el valle del río Adaja a su paso por el mismo, cuyo lecho cigzagueante se ha encajado profundamente sobre líneas de fractura de los sistemas NNE, ONO y N-S. Las altitudes del perfil del Adaja se sitúan a 1065 m. en Avila, a su entrada en el bloque cristalino, y a 900 metros a la salida del mismo,

mientras que la superficie principal de la rampa se sitúa a 1130 metros en Avila (límite Sur del bloque) y 1136 m. en el Cerro de Peñalba (en su límite Norte). El límite de dirección Oeste entre Avila y Canto Cachado hemos de situarlo sobre los escarpes de falla que limitan con el Valle de Amblés: Fallas de Avila-Bascarrabal, La Colilla y Muñopepe, que hemos descrito ya como limitantes de la fosa tectónica. Forman una línea quebrada trazada sobre los escarpes de falla que desde Avila, a 1100 m., asciende hacia el Oeste, situándose a 1140 m. en La Colilla, a 1160 m. en el escarpe de Venta Pinilla y a 1340 metros en Adijos.

El límite semicircular que enlaza el extremo Norte (en Zorita) con el Oeste en Canto Cachado a lo largo de 21 Km. viene dado por las diferentes direcciones de las fallas que lo forman, que son respectivamente la de Peñalba (112º E.) del sistema ONO, la de Monsalupe (60º E.) del sistema NE y que ambas forman el límite de la rampa con la Cuenca del Duero; la falla de Plasencia (45º E.) en el tramo Marlín-Sanchorreja del sistema NE y la de Casas de Berona-Muñochas del sistema ENE (25º-32º E.) que limitan con la depresión de Sanchorreja y perfilan el cerro de Canto Cachado. El perfil de la rampa a lo largo de este límite asciende progresivamente desde los 1136 m. del Cerro de Peñalba, al Norte, hasta los 1554 de Canto Cachado, al Oeste (Fig. 58). La falla de Peñalba forma límite con la Cuenca del Duero a través de un escarpe que hemos interpretado como de línea de falla inversa y que tiene un salto de 80 metros, aunque el contacto se encuentra en ocasiones desvirtuado, fosilizado por formaciones de derrubios

recientes. La falla de Monsalupé forma un escarpe de 140 metros con un contacto neto, cobijando materiales sedimentarios; se ha interpretado como escarpe de falla inversa señalado ya por BIROT, P. y SOLE, L. (1954). La falla de Plasencia en el sector de Marlín genera una zona deprimida que asciende hacia el Este con un escalonamiento en graderío apoyado en fracturas de significación geomorfológica mayor. Desde Marlín hasta Canto Cachado, el límite está formado por una morfología en serreta, desigualmente

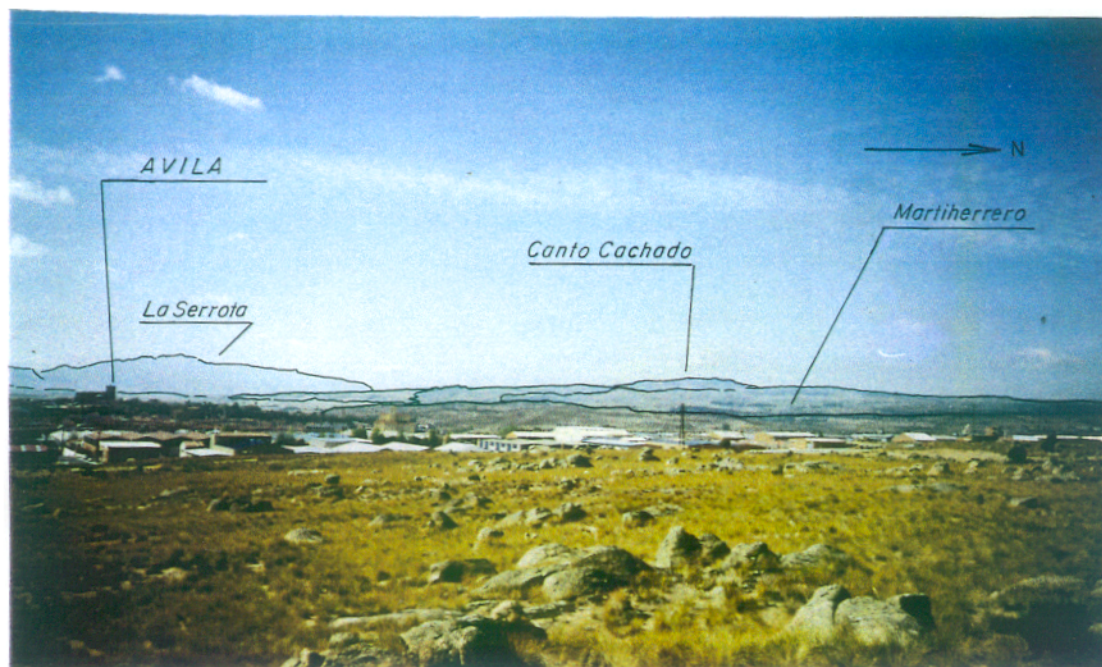


Fig. 58 Vista panorámica del bloque en rampa de Martiherrero.

definida, que enlaza el relieve de Peña Aguda, a 1382 metros, con las proximidades de Canto Cachado, a 1500 metros; forma un relieve de resistencia que define el límite de la rampa estructuralmente, siguiendo la fractura NNE que intruye el dique y forma un límite topográfico altitudinal bien definido en el que

convergen tres planos topográficos que distribuyen el interfluvio en dirección Oeste hacia el Valle de Sanchorreja, en dirección Norte directamente a la Cuenca del Duero y en dirección Este vertiendo aguas al Valle de Amblés. La vertiente Oeste desde Canto Cachado hacia la depresión de Sanchorreja se desarrolla en escalones tectónicos en graderío sobre fracturas del sistema NE en las proximidades de la falla de Plasencia. En resumen el bloque de Martiherrero queda limitado por la Cuenca del Duero al Norte, el Valle de Amblés al Sur, el curso del río Adaja al Este y, al Oeste, la falla de Plasencia que le desconecta del horst de la Sierra de Avila.

La morfología en rampa parte de una superficie que hemos interpretado como fundamental que se sitúa a 1130 metros en una banda entre Avila y el Cerro de Peñalba que asciende en dirección Suroeste con una pendiente entre el 1 y 1,5%. Sobre esta superficie (y en torno a los 1100 m. de altitud) tiene lugar el encajamiento del río Adaja, provocando un cambio de pendiente generalizado (con valores del 6%) que perfila las vertientes del valle del Adaja en este tramo situado al Norte de Avila. A partir de los 1000 metros de altitud el río se encaja mas profundamente en el zócalo cristalino, generando un trazado abrupto con pendientes entre el 17,5 y el 32%. Este hecho, ha provocado en este nivel de la rampa una mayor eficacia erosiva, rebajando considerablemente los bordes de la superficie fundamental, que quedan situados en torno a 1020-1030 metros de altitud.

El siguiente escalón de la rampa mantiene como altitud

fundamental la de 1200 a 1260 metros, con una pendiente del 2 al 2,5%, y queda separado del nivel inferior, en parte, por el talud estructural tendido (con pendientes del 4,5 al 6,5% según la distinta orientación del mismo) y, en parte, también por la propia evolución morfogenética de la superficie fundamental, que se evidencia en ocasiones por la falta de cambio brusco de pendiente, por la ausencia de falla o fractura destacable y por un enlace topográfico prácticamente continuo.

El tercer escalón se define entre los 1300-1360 metros y forma ya claramente un ascenso continuo con el 2-2,5% de pendiente, extendiéndose entre Duruelo y Peña Aguda; la zona de talud de enlace con el tramo inferior tiene una pendiente entre 5 y 6,5%.

El cuarto escalón queda superficialmente restringido en torno al relieve de Canto Cachado entre los 1400-1440 metros, desde el cerro Tejoneras al Norte del mismo, hasta los Riscos de Montefrío al So pasando por el collado de Adijos al Este. La pendiente se dirige en todos los casos radialmente hacia la base de Monte Cachado con el 2,5%. El talud con el peldaño inferior tiene pendientes del 11-12% siendo de valor mayor cuando se vincula con diques. Sobre esta superficie se destaca el relieve de Canto Cachado como un gran testigo morfotectónico de la interpretación de una inversión del relieve que proponemos para la evolución general del horst de la Sierra de Avila y de la rampa de Martiherrero en particular. Sobre la base de los 1420-

1440 metros de los tres collados que perfilan este relieve, al Norte, Este y Suroeste, se levanta el cerro de Canto Cachado formado al Norte y al Sur por diques del sistema E-O que califican al conjunto como un relieve claramente de resistencia, quedando protegida entre ambos, una superficie adaptada a la bóveda granítica estructural a 1540 metros de altitud. Las vertientes Norte y Sur del cerro, adaptadas a los flancos N y S de los diques, tienen pendientes del 24 y 20% respectivamente, mientras que la vertiente Este, que asciende en el sentido general de la rampa, tiene pendiente del 8,5% (Fig. 59);

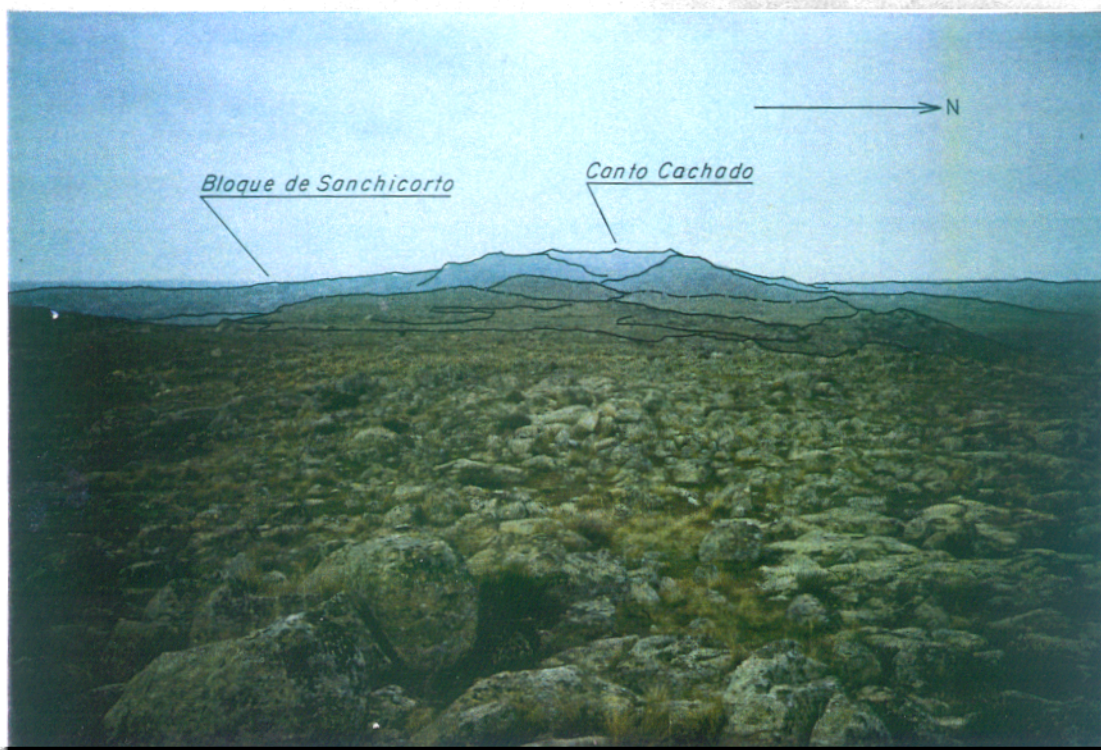


Fig. 59 Rampa en el sector de Canto Cachado.

la vertiente Oeste, con el 20%, se genera por la proximidad de la falla de Plasencia que secciona drásticamente a todo el conjunto, formando parte ya de la vertiente hacia la depresión de Sanchorreja.

Podemos considerar que el bloque en su conjunto, posee una estructura morfotectónica en graderío en torno al vértice articulador de todo el relieve, que es el horst que forma el cerro de Canto Cachado, siendo correcto considerar los escalones tectónicos como limitadores de dovelas o semihorst estructurados por las fallas NNE y ONO; interpretación que viene apoyada por los cambios de ritmo de los distintos escalones, siendo mas pendientes y con taludes mas netos y significativos cuanto mas se aproximan al relieve principal de Canto Cachado, en una estructura típica de elevación progresiva o descenso progresivo de pequeños bloques.

La morfología de la rampa se pone de manifiesto como un relieve granítico de resistencia generado por la degradación de la superficie fundamental, por erosión diferencial, a lo largo de una evolución compleja. Atendiendo a su tipificación morfológica podemos discriminar los siguientes sectores: Zona de La Colilla a Canto Cachado, dominada por los diques de pórfido; zona de Martiherrero, de grandes afloramientos masivos; zona de la superficie fundamental, con depresiones y morfología residual; y valle del río Adaja.

3.3 La Depresión de Sanchorreja.

Hemos definido esta unidad morfoestructural como la franja deprimida asociada a la falla de Plasencia a su paso por el bloque cristalino de Avila (a lo largo de 16 Km.), desde Balbarda

hasta Marlín, y que genera la discontinuidad morfotectónica entre la rampa de Martiherrero y el horst de la Sierra de Avila en una dirección NE. Su génesis es geotectónica y su manifestación deprimida, por efecto de la erosión diferencial sobre los materiales del dique diabásico intruído en la fractura y de la zona de trituración asociada con la falla. Podemos distinguir tres tramos por su significación en el relieve. El primero en el sector de Balbarda que define una depresión lineal que asciende de los 1340 m. hasta los 1425 del collado de Navagorría y que forma el límite geotectónico del bloque de Sanchicorto con el horst de la Sierra de Avila en la misma base del macizo de Cerro de Gorría. El segundo, entre Navagorría y Valserrado donde se extiende la depresión de Sanchorreja, que forma un amplio valle de fondo plano, de 1 Km. de ancho en las Casas del Cid a 1240 metros de altitud, que ha actuado como una pequeña cuenca represada durante parte del Cuaternario, formando el fondo de valle y fosilizando la zona de trituración de la falla. La depresión de Sanchorreja constituye la discontinuidad geomorfológica y topográfica que desconecta al semihorst de Canto Cachado, correspondiente al Bloque de Martiherrero, del macizo de Cerro de Gorría, correspondiente al Horst de la Sierra de Avila (Fig. 60).

La discontinuidad estructural es tan evidente que la erosión diferencial ha dejado colgados en las vertientes de este valle de Sanchorreja los diques del sistema E-O, seccionados drásticamente, mientras que ha sido labrado el valle sobre la zona de trituración de la falla.

ABRIR CONTINUACIÓN CAP. III

